

Síntesis del Estado del Conocimiento del Sistema Biosfera en el Programa de Alta Actividad

2. Evolución ambiental y reconstrucción de escenarios (Cuenca Guadix-Baza, Turbera de Padul y Travertinos)



Han redactado este informe:

Trinidad de Torres Pérez-Hidalgo
José Eugenio Ortiz Menéndez

Han participado en la investigación:

Torres¹, Trinidad; Ortiz¹, José Eugenio; Alcalde, Cristina²; Andrés¹, Ruth; Badal³, Ernestina; Canoira López¹, Laureano; Castroviejo⁴, Ricardo; Climent¹, Conrado; Cobo⁵ Rafael; Coello¹, Javier; Chacón, Enrique¹, Delgado⁶ Antonio; Demoustier⁴, Axelle, Erdocia¹, Itzíar; Fernández-Gianotti⁷ Jorge; Figueiral⁸, Isabel; García Alonso¹, Pilar; García-Amorena², Ignacio; García de la Morena¹, Miguel Ángel; García-Martínez¹, María Jesús; González-Yagüe¹, Isabel; Lucini¹, Manuel; Llamas¹, Juan Francisco, Julià, Ramón; Nestares¹, Teresa; Peláez¹, Ángel; Redondo¹, Ángel; Reyes⁶ Emilio; Rodríguez-Alto¹, Nuria; Rodríguez-Tomasa¹, Esther; Postigo², José María; Rubiales², Juan Manuel; Reyes⁶ Emilio; Sepherd¹⁰, Thomas; Soler¹¹, Vicente; Valle¹², Maruja

¹ Laboratorio de Estratigrafía Biomolecular (L.E.B.). Depto de Ingeniería Geológica. E.T.S.I. Minas de Madrid. C/Ríos Rosas 21, 28003 Madrid.

² Unidad Docente de Botánica. E.T.S.I. de Montes (Universidad Politécnica de Madrid). Ciudad Universitaria, s/n. 28040 Madrid.

³Dpto de Prehistoria y Arqueología. Universidad de Valencia. Avda Blasco Ibáñez 28, 46010 Valencia.

⁴ Dpto de Ingeniería Geológica. E.T.S.I. Minas de Madrid. C/Ríos Rosas 21, 28003 Madrid.

⁵ Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas (CEDEX). Pº Bajo Virgen Del Puerto, 3, 28030 Madrid.

⁶ Estación Experimental "El Zaidín" (C.S.I.C.). C/ Profesor Albareda 1, 18008. Granada. (Spain).

⁷ Instituto Geológico y Minero de España. C/ Ríos Rosas 23, 28003 Madrid

⁸ Institute de Botanique. 163, Rue August Broussonet, 34090 Montpellier (Francia)

⁹ Instituto de Ciencias de la Tierra "Jaume Almera" (C.S.I.C.). C/ Lluís Solé i Sabarís s/n, 08028 Barcelona.

¹⁰ England Mineralogy and Petrology Group Laboratory. Minerals, Environment and Geochemical Surveys Division. British Geological Survey, Nottingham (Gran Bretaña)

¹¹ Instituto de Agrobiología y Productos Naturales (C.S.I.C.). Avda Astrofísico Fco Sánchez 3, 38206 La Laguna, Tenerife.

¹² Dpto de Paleontología. Facultad de Ciencias. Universidad de Salamanca. Pza de la Merced s/n, 37008 Salamanca.

1. INTRODUCCIÓN.	1
2. TRAVERTINOS FLUVIALES DE PRIEGO (CUENCA). CÁLCULO DE TASAS DE INCISIÓN . . .	7
2.1. Introducción	9
2.2. Resultados y discusión	10
2.3. Cálculo de las tasas de incisión	20
2.4. Conclusiones	21
3. EVOLUCIÓN PALEOAMBIENTAL DE LA CUENCA DE GUADIX-BAZA (GRANADA) DURANTE EL PLEISTOCENO.	27
3.1. Introducción	29
3.2. Situación geográfica y geológica	29
3.3. Resultados	30
3.4. Discusión	31
4. EVOLUCIÓN PALEOAMBIENTAL Y PALEOHIDROLÓGICA DE LA TURBERA DE PADUL (GRANADA) DURANTE EL ÚLTIMO MILLÓN DE AÑOS	47
4.1. Introducción	49
4.2. Situación geográfica y geológica	49
4.3. Resultados y discusión	49
4.4. Comparación con el registro de la cuenca de Guadix-Baza	67
4.5. Comparación de las secuencias polínicas de Florschütz <i>et al.</i> (1971) y Pons y Reille (1988)	72
5. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES Y LÍNEAS DE INVESTIGACIÓN FUTURAS . . .	77
6. REFERENCIAS	81

1. Introducción

El estudio paleoambiental y paleoclimatológico de España, fue considerado parte importante del análisis de la seguridad de los posibles repositorios de residuos radiactivos emprendidos por ENRESA. La Unión Europea y las distintas agencias, también comprendieron la importancia de este tema, que fue contemplado en numerosos proyectos marco EURATOM y proyectos propios de ENRESA y del CSN:

- ♦ Palaeoclimatological revision of climate evolution in the Western Mediterranean Region
- ♦ Evidency from Quaternary Infills Palaeohydrogeology (EQUIP)
- ♦ Sequential BIOSphere modelling function of Climate evolution models (BIOCLIM).
- ♦ Paleohidrogeological Data Analysis and Model Testing (PADAMOT).
- ♦ Datación de formaciones cuaternarias a partir de aminoácidos (ENRESA)
- ♦ Estudio paleoambiental de la mitad sur de la Península Ibérica (ENRESA)
- ♦ Paleoclima (ENRESA y CSN)

No obstante, la comprensión de la singularidad paleoambiental de Iberia, tardó un cierto tiempo en quedar asimilada y establecida. En este trabajo se contemplan los resultados obtenidos en tres áreas paradigmáticas de la geología del Cuaternario (Fig. 1.1):

- ♦ Travertinos fluviales de Priego (Cuenca)
- ♦ Cuenca de Guadix-Baza (Granada)
- ♦ Turbera de Padul (Granada)

En las tablas que se presentan a continuación figura un resumen de todas las actividades que se han llevado a cabo en la Cuenca de Guadix-Baza (tabla 1.1) y de Padul (tabla 1.2).

TABLA 1.1.
ACTIVIDADES REALIZADAS EN LA CUENCA DE GUADIX-BAZA.

Actividades	Trabajos realizados	Realización
Síntesis Geológica	Mapa geológico	L.E.B.-I.G.M.E.-CEDEX
Desmuestres de yacimientos fósiles	37 muestras	L.E.B.
Desmuestres de secciones	43 secciones 2151 metros 1532 muestras	L.E.B.
Datación AARD	650 muestras	L.E.B.
Actividades	Trabajos realizados	Realización
Paleomagnetismo	408 muestras	I.A.P.N.
Análisis palinológico	29 muestras	U.S.
Análisis antracológico	1 muestra	U.V.-I.B.
Tronco silicificado	1 muestra	E.T.S.I.Montes
Análisis CHN	1 muestra	L.E.B.
Análisis de biomarcadores en la materia orgánica	6 muestras	L.E.B.
Análisis paleobiológico de invertebrados (ostrácodos)	1567 muestras	L.E.B.
Análisis isotópico en ostrácodos ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$)	311 muestras	E.Z.
Análisis elementos traza en ostrácodos (Ca, Mg, Sr)	326 muestras	I.G.M.E.
Inclusiones fluidas (paleotermometría)	25 muestras	E.T.S.I.Minas
Inclusiones fluidas (elementos traza: Ca, Mg, Sr)	5 muestras	B.G.S.

L.E.B.:Laboratorio de Estratigrafía Biomolecular (E.T.S.I.Minas); I.G.M.E.: Instituto Geológico y Minero de España; CEDEX: Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas; I.A.P.N.: Instituto de Agrobiología y Productos Naturales; I.B.: Institute de Botanique; U.S.: Universidad de Salamanca; U.V.: Universidad de Valencia. E.Z.: Estación Experimental "El Zaidín"; B.G.S.: British Geological Survey.

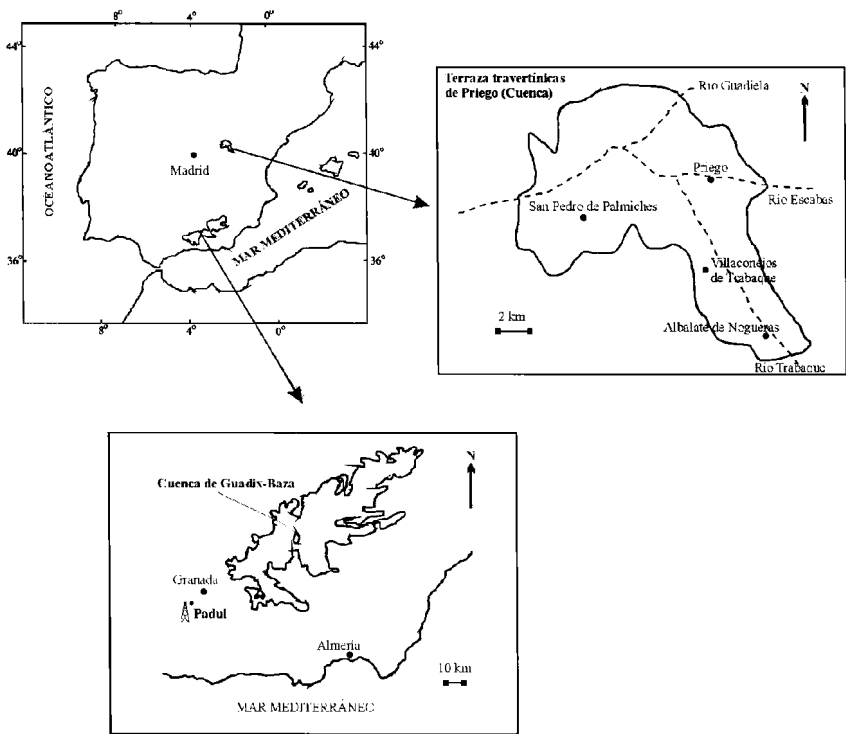


Figura 1.1. Situación geográfica de las áreas estudiadas.

TABLA 1.2.
ACTIVIDADES REALIZADAS EN LA TURBERA DE PADUL

Actividades	Trabajos realizados	Realización
CHN	600 muestras	L.E.B.
$\delta^{13}\text{C}_{\text{mat. orgánica}}$	600 muestras	E.Z.
Análisis de biomarcadores en la materia orgánica	600 muestras	L.E.B.
Datación ^{14}C	9 muestras	I.Q.F.R.
Datación AARD	4 muestras	L.E.B.
Datación U/Th	5 muestras	I.A.P.N.
Paleomagnetismo	18 muestras	I.J.A.
Análisis palinológico	29 muestras	U.S.
Análisis isotópico en bivalvos ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$)	110 muestras	E.Z.
Susceptibilidad magnética	506 muestras	I.A.P.N.

L.E.B.:Laboratorio de Estratigrafía Biomolecular (E.T.S.I.Minas); I.A.P.N.: Instituto de Agrobiología y Productos Naturales; U.S.: Universidad de Salamanca; U.V.: Universidad de Valencia. E.Z.: Estación Experimental "El Zaidín"; I.J.A. : Instituto de Ciencias de la Tierra Jaime Almera; I.Q.F.R.: Instituto de Química Física Rocasolano (C.S.I.C., Madrid)

A modo de resumen, en la Tabla 1.3 se indican las diferentes variables paleoambientales empleadas en la reconstrucción paleolimática de las cuencas de Guadix-Baza y Padul y su significado.

TABLA 1.3.
VARIABLES PALEOAMBIENTALES EMPLEADAS EN LOS ESTUDIOS DE LA CUENCA DE GUADIX-BAZA Y PADUL Y SU SIGNIFICADO.

Variables paleoambientales	Información	Interpretación paleoambiental		
$\delta^{18}\text{O}_{\text{ostracodos}}$	Condiciones ambientales (temperatura, precipitación/evaporación)	Alto: clima cálido y seco	Intermedio: clima templado-seco ($\delta^{13}\text{C} \uparrow$) o templado- húmedo ($\delta^{13}\text{C} \downarrow$)	Bajo: clima frío y húmedo
$\delta^{13}\text{C}_{\text{ostracodos}}$	Vegetación, condiciones ambientales	Alto: menos biomasa, procesos de evaporación-degasificación		Bajo: mayor cobertera vegetal
%TOC	Productividad	Alto: importante aporte de m.o.	Bajo: escaso aporte de m.o.	
Variables paleoambientales	Información	Interpretación paleoambiental	Interpretación paleoambiental	
H/C	Vegetación, condiciones ambientales	<0.8: mat. leñoso	0.8<H/C<1.3: mat. herbáceo	>1.7: algas
C/N	Vegetación, condiciones ambientales	<10: bacterias, org. plantónicos, algas	10<C/N< 20: origen mixto	>20: plantas terrestres
$\delta^{13}\text{C}_{\text{mat. orgánica}}$	Vegetación, condiciones ambientales	Entre -23 y -31‰: plantas C3	Entre -9 y -17‰: plantas C4	
CPI	Madurez m.o.	cercano a 1: m.o. madura	>1: m.o. inmadura	
Cadena alcano predominante	Origen m.o.	17 y 19: algas	23 y 25: macrofitas acuáticas	27: caducifolios 29: pinos 31: herbáceas

2. Travertinos fluviales de Priego (Cuenca). Cálculo de tasas de incisión

2.1 INTRODUCCIÓN

El área de estudio se enmarca en la hoja 563 (1:50.000), Priego, del IGME. Corresponde en su totalidad a la provincia de Cuenca (Castilla-La Mancha), situándose las terrazas de los ríos Guadiela, Escabas y Trabaque entre la Sierra de Bascuñana y la Alcarria, pertenecientes al Sistema Ibérico y al relleno de la Depresión Intermedia respectivamente. Los materiales aflorantes corresponden al Mesozoico calcáreo, Cenozoico y Cuaternario.

Se han establecido seis niveles de terrazas en función de su altura relativa respecto al cauce del río (Tabla 2.1; fig. 2.1). En la figura 2.2 se ha representado la posición de las terrazas identificándolas según el nivel.

Como se puede observar la altura relativa de los niveles diferenciados en el río Trabaque no coincide exactamente con la de los niveles equivalentes en los ríos Escabas-Guadiela. Ello es debido a su dinámica fluvial: el río Trabaque es afluente del río Escabas y éste, a su vez, es afluente del río Guadiela. Para correlacionar los niveles de terrazas de los tres ríos se han empleado los cortes PR1, PR44, PR45 y PR46, ya que se sitúan en la confluencia de los ríos Escabas y Trabaque. En el río Trabaque se han diferenciado cinco niveles de terrazas (T1 a T5). En los ríos Escabas-Guadiela se han diferenciado cuatro niveles de terrazas (T3 a T6). El nivel más bajo (T6) no está representado en el río Trabaque. Posiblemente el río Trabaque no haya incidido la última llanura aluvial que construyó.

TABLA 2.1.
NIVELES DE TERRAZAS ESTABLECIDAS EN LA ZONA DE PRIEGO CON SU ALTURA RELATIVA RESPECTO A LOS RÍOS TRABAJUE Y ESCABAS-GUADIELA.

Niveles	Terrazas	Trabaque	Escabas-Guadiela
T1	PR5	+ 100	
T2	PR4, PR13	+ 70	
T3	PR1, PR42	+ 37-50	+ 40-60
T4	PR6, PR7, PR8, PR56, PR81, PR44, PR45, PR57, PR66, PR 69	+ 15-30	+ 20-30
T5	PR41, PR46	+ 10	+ 20-25
T6	PR10, PR12, PR43		0-20

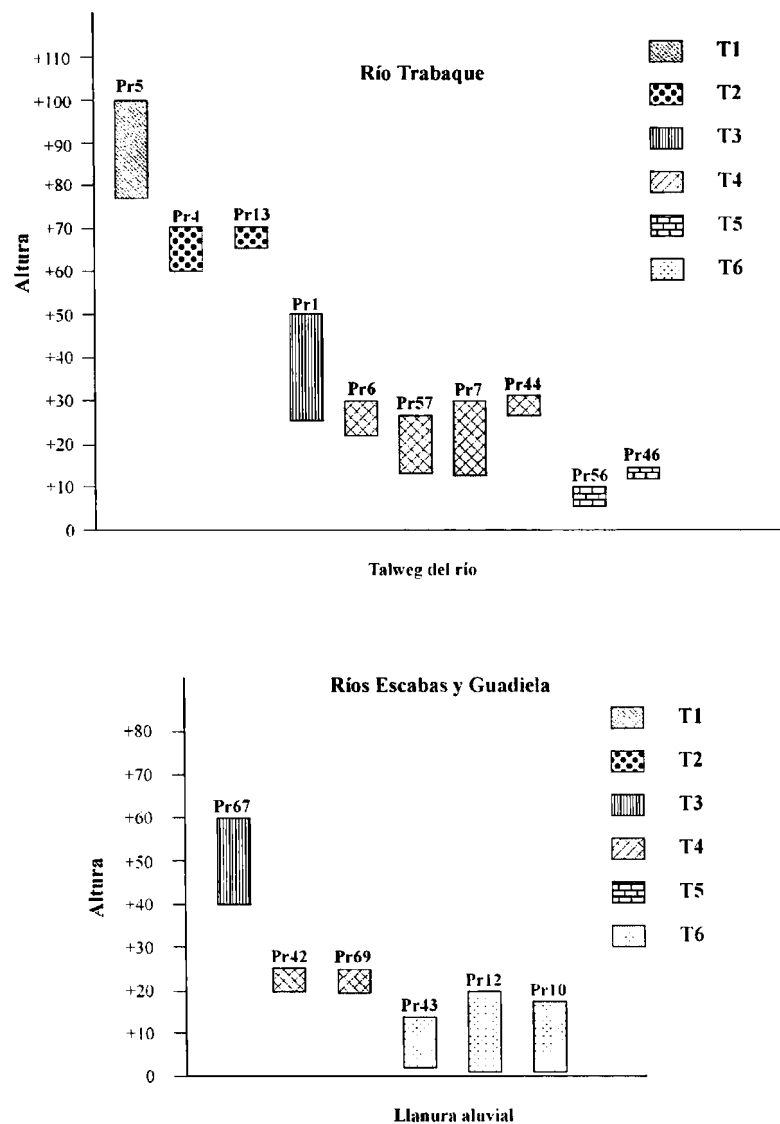


Figura 2.1. Cuadros de alturas relativas de terrazas.

2.2 RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Se han realizado un total de 108 análisis cromatográficos de muestras de conchas de ostrácodos y gasterópodos, en los que se han identificado los aminoácidos isoleucina, leucina, ácido aspártico, fenilalanina y ácido glutámico, aunque en este trabajo, se emplearán fundamentalmente los resultados obtenidos de los análisis de ostrácodos, ya que presentan las siguientes ventajas:

- 1) Abundan en prácticamente todas las terrazas.
- 2) Se ha comprobado que los aminoácidos contenidos en conchas de ostrácodos de agua dulce racemizan con más lentitud que otros grupos fósiles (Ortiz *et al.*, 2002).
- 3) La excelente preservación de aminoácidos en las valvas permite la realización de análisis con cantidades pequeñas de muestra mediante cromatografía de gases (10-20 mg). Si se emplea la técnica de cromatografía de líquidos de alta precisión (HPLC), es posible el análisis de una sola valva de ostrácodo (*cf.* Kaufman, 2000).

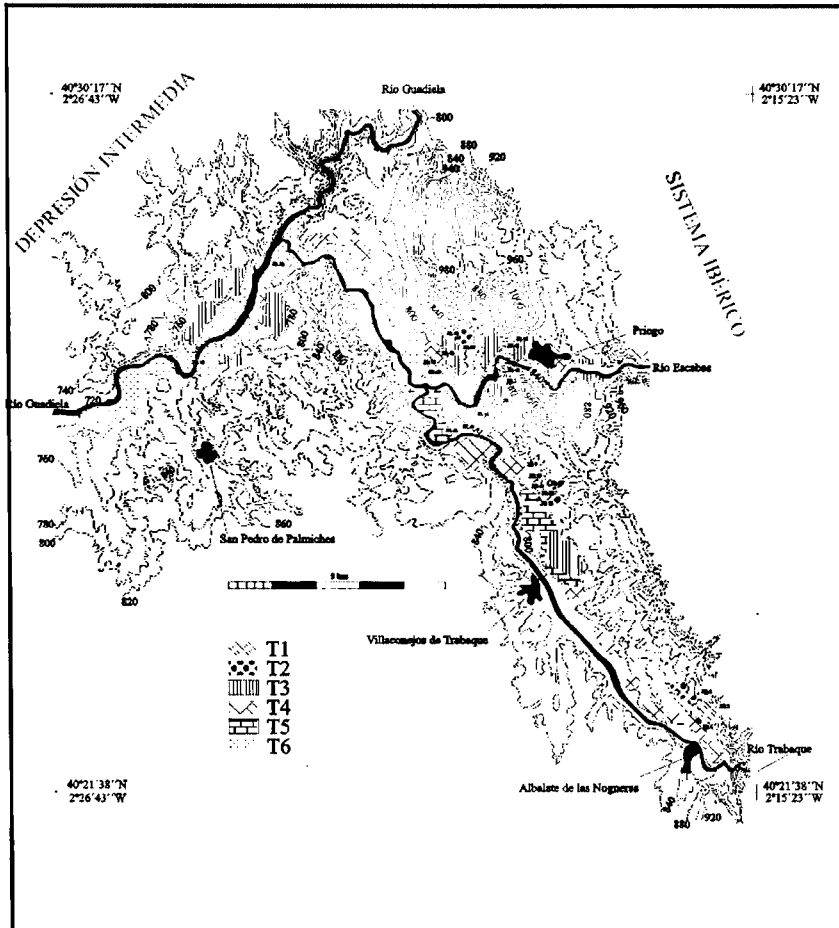


Figura 2.2. Distribución de las terrazas en el área de Priego.

- 4) La variabilidad de los resultados obtenidos con los ostrácodos es mínima, puesto que para cada análisis se utilizan más de 1000 valvas. En ocasiones se han obtenido buenos resultados en muestras de tan solo 30 valvas.

En la mayor parte de los casos únicamente se seleccionaron valvas de *Herpetocypris reptans* (Baird). En los niveles donde los individuos de *Herpetocypris reptans* no eran abundantes también se recogieron valvas de *Candona neglecta* Sars y *Candona angulata* Müller o de *Ilyocypris bradyi* Sars que tienen una cinética de racemización similar ya que pertenecen a la misma Familia.

Para el establecimiento de la aminoestratigrafía y aminocronología de la zona de Priego se han utilizado valores de racemización de los ácidos glutámico y aspártico. Esta elección se ha basado en la fiabilidad medida para estos aminoácidos que se deduce del análisis multivariante de los ratios D/L de los diversos aminoácidos identificados (tabla 2.2).

TABLA 2.2
COEFICIENTES DE CORRELACIÓN (R) ENTRE LOS RATIOS D/L DE DIFERENTES
AMINOÁCIDOS MEDIDOS EN MUESTRAS DE OSTRÁCODOS DE LA ZONA DE PRIEGO.

	D-alle/L-Ile	D/L Leu	D/L Asp	D/L Phe	D/L Glu
D-alle/L-Ile	-	0.868 p: 0.001	0.838 p: 0.001	0.786 p:0.002	0.839 p:0.001
D/L Leu		-	0.749 p: 0.001	0.699 p: 0.004	0.834 p: 0.000
D/L Asp			-	0.576 p: 0.020	0.943 p: 0.000
D/L Phe				-	0.556 p: 0.020
D/L Glu					-

D-alle/L-Ile: D-alloisoleucina/L-isoleucina; Leu: leucina; Asp: ácido aspártico; Phe: fenilalanina; Glu: ácido glutámico. p: nivel de significación.

En la tabla 2.3 se recoge el valor medio y desviación estándar de los ratios D/L Asp y D/L Glu de los ostrácodos del área de Priego

TABLA 2.3.
VALOR MEDIO Y DESVIACIÓN ESTÁNDAR DE LOS RATIOS D/L ASP Y D/L GLU
DE LOS OSTRÁCODOS DEL ÁREA DE PRIEGO.

NIVEL	D/L ASP	desv	D/L GLU	desv
PR1	0.491	0.010	0.238	0.000
PR4	0.484	0.001	0.219	0.000
PR5	0.559	0.000	0.348	0.000
PR6	0.333	0.000	0.117	0.000
PR7	0.375	0.001	0.122	0.008

PR12	0.184	0.000	0.048	0.000
PR13	0.334	0.000	0.116	0.000
PR41	0.334	0.000	0.115	0.000
NIVEL	D/L ASP	desv	D/L GLU	desv
PR42	0.403	0.000	0.136	0.000
PR43	0.189	0.000	0.049	0.000
PR44	0.482	0.014	0.228	0.001
PR46	0.426	0.000	0.159	0.000
PR56	0.365	0.000	0.128	0.000
PR66	0.327	0.000	0.111	0.000
PR69	0.332	0.000	0.129	0.000

2.2.1 AMINOESTRATIGRAFÍA

La aminoestratigrafía consiste en situar en orden estratigráfico localidades geológicas, paleontológicas o arqueológicas a partir de los ratios D/L obtenidos en fósiles del mismo grupo (género) que se han preservado bajo condiciones ambientales e historias térmicas similares.

Para llevar a cabo este estudio se han analizado las posibles diferentes agrupaciones de muestras de cada corte realizando un análisis análisis clúster tomando como variables los ratios D/L Asp y D/L Glu obtenidos en ostrácodos. Del dendrograma (distancia superior minimal y distancia euclídea) de la figura 2.3 se deduce la existencia de seis grupos (Aminozonas).

Cada aminozona agrupa las muestras con valores de ratios D/L similares y, por consiguiente, representa la asociación de niveles estratigráficos sincrónicos, siendo la aminozona con valores de los ratios de racemización más altos la más antigua. Las aminozonas definidas en este trabajo, de la más antigua a la más moderna son: Aminozona 1 por el corte PR5; Aminozona 2 que agrupa a PR1, PR4 y PR44; aminozona 3 en la que se incluyen los cortes PR42 y PR46; Aminozona 4 que engloba los cortes PR-7 y PR-56; Aminozona 5, constituida por PR13, PR66, PR69, PR41 y PR6; Aminozona 6 que agrupa a los cortes PR12 y PR43. Los valores medios de los ratios D/L de cada una se encuentran en la tabla 2.4.

De acuerdo con los valores de D/L Asp (Fig. 2.4), las seis aminozonas establecidas con el análisis clúster se distinguen claramente. Se observa también que a partir de los valores de D/L Glu (Fig. 2.5), hay una clara diferenciación de las aminozonas más antiguas (Aminozonas 1 y 2) y más modernas (Aminozona 6), mientras que la separación de las secciones con edades intermedias (Aminozonas 3, 4 y 5) no es tan neta. Esto se debe a la velocidad de racemización del ácido glutámico es más lenta que la del ácido aspártico y, por tanto, muestras relativamente recientes con con edades similares son más difíciles de diferenciar.

TABLA 2.4.
VALOR MEDIO Y DESVIACIÓN ESTÁNDAR DE LOS RATIOS DE RACEMIZACIÓN DEL ÁCIDO
ASPÁRTICO Y ÁCIDO GLUTÁMICO QUE CARACTERIZAN A LAS AMINOZONAS DE
OSTRÁCODOS DEFINIDAS EN EL ÁREA DE PRIEGO Y CORTES QUE LAS INTEGRAN.

Aminozona	Niveles	D/L Asp	D/L Glu
1	PR5	0.559 ± 0.000	0.348 ± 0.000
2	PR1, PR4, PR44	0.479 ± 0.024	0.218 ± 0.029
3	PR42, PR46	0.414 ± 0.016	0.147 ± 0.016
4	PR7, PR56	0.371 ± 0.006	0.124 ± 0.007
5	PR6, PR41, PR59, PR66, PR69	0.332 ± 0.003	0.118 ± 0.006
6	PR12, PR43	0.186 ± 0.003	0.048 ± 0.000

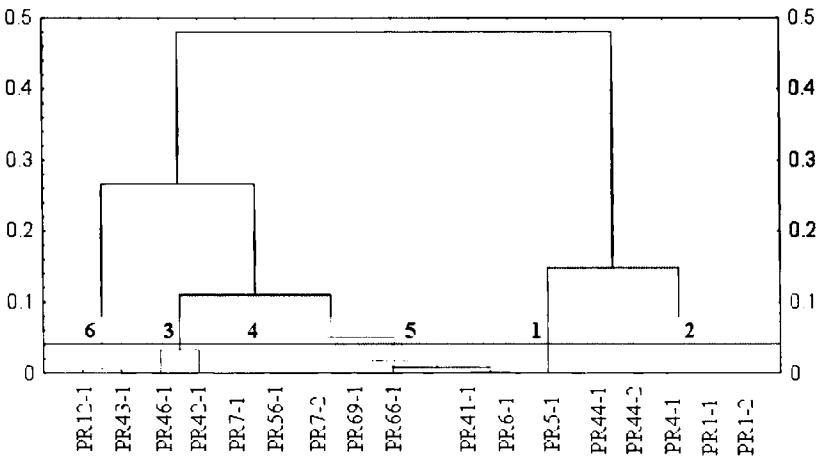


Figura 2.3. Dendrograma de los valores D/L Asp y D/L Glu analizados en los ostrácodos de Priego empleando la distancia euclídea y distancia superior minimal.

2.2.2 AMINOCRONOLOGÍA

Una vez establecida la aminoestratigrafía de las terrazas de Priego se va a calcular la edad numérica de cada terraza (aminocronología). En este estudio únicamente se han calculado las edades a partir de los valores de racemización de ostrácodos.

Los algoritmos que se van a emplear en este estudio serán los calculados por Ortiz *et al.* (2004a) a partir de los ratios de racemización de ostrácodos de la zona central y sur de la

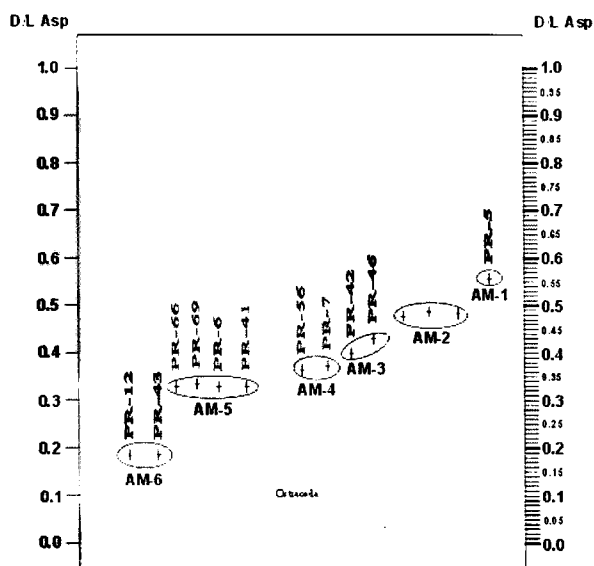


Figura 2.4. Representación gráfica del valor medio de racemización del ácido aspártico en los ostrácodos de las distintas secciones del área de Priego.

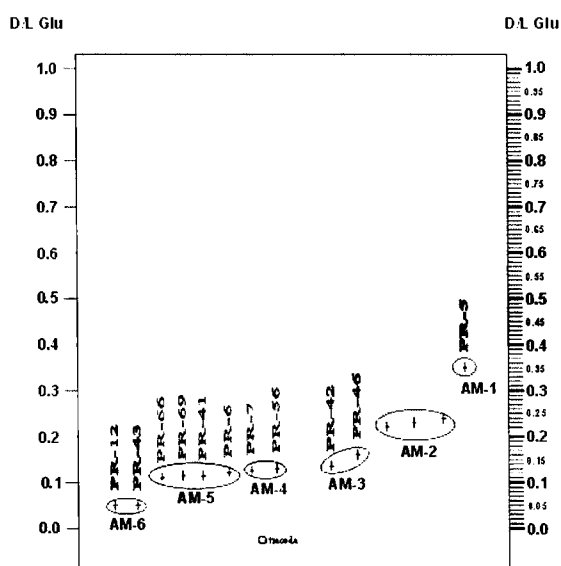


Figura 2.5. Representación gráfica del valor medio de racemización del ácido glutámico en los ostrácodos de las distintas secciones del área de Priego.

Península Ibérica. Están basados en los propuestos por Goodfriend y Mitterer (1988), Goodfriend (1991) y Torres *et al.* (1997), modificados de los establecidos por Bada y Protsch (1973) y Mitterer (1975), relacionando los ratios D/L con el tiempo o la raíz cuadrada del tiempo.

Para el ácido aspártico:

$$\sqrt{t} = -2666 + 18.027 \ln \left[\frac{1 + D/L}{1 - D/L} \right]; r = 0.991, p = 0.000$$

Para el ácido glutámico:

$$t = -3959 + 62225 \ln \left[\frac{1 + D/L}{1 - D/L} \right]; r = 0.988, p = 0.000$$

Para muestras jóvenes, con valores del ratio de racemización del ácido aspártico inferior a 0.401 y del ácido glutámico menor que 0.140 se emplearán unas ecuaciones diferentes (Ortiz *et al.*, 2003) calculadas a partir de ostrácodos de la especie *Herpetocypris reptans* (Baird) debido, fundamentalmente, a dos razones:

- 1) La racemización es un proceso que no se comporta de manera lineal debido a que la tasa o velocidad de racemización descende con el tiempo. Hay, pues, una relación no lineal entre los ratios D/L y la edad (Goodfriend, 1991). El modelo general de racemización, expuesto anteriormente, consta de la combinación de al menos dos funciones con diferentes pendientes. Como consecuencia de este comportamiento, la obtención de algoritmos para distintos tramos de la función que modeliza la racemización sería el procedimiento correcto de cálculo de edades.
- 2) Dependiendo del género de los fósiles, la velocidad de racemización es distinta, siendo las diferencias más acusadas en las muestras más modernas (en muestras más antiguas los ratios de racemización de géneros distintos son más parecidos) (Torres *et al.*, 2000). Las ecuaciones que se emplearán se calcularon a partir de ostrácodos de la misma especie que los analizados en las muestras de Priego.

Las ecuaciones que se emplearán para datar las muestras más recientes son las siguientes:

- ♦ Para el ácido aspártico:

$$\sqrt{t} = -3586 + 19.745 \ln \left[\frac{1 + D/L}{1 - D/L} \right]; r = 0.993, p = 0.001$$

- ♦ Para el ácido glutámico:

$$\sqrt{t} = -3.186 + 58.972 \ln \left[\frac{1 + D/L}{1 - D/L} \right]; r = 0.989, p = 0.001$$

Los valores de los ratios D/L del ácido aspártico y ácido glutámico medidos en ostrácos de la zona de Priego se introdujeron en los algoritmos de cálculo de edad (tabla 2.5). La edad de cada localidad (tabla 2.6) se calculó como la media de los valores obtenidos para cada valor del ratio D/L de cada aminoácido en cada muestra de una localidad. El error de la edad para cada localidad es la desviación típica de los valores de edad calculados a partir de cada valor del ratio D/L obtenido en las muestras analíticas de cada corte.

TABLA 2.5.
CÁLCULO DE LAS EDADES A PARTIR DE LOS RATIOS D/L DEL ÁCIDO ASPÁRTICO Y DEL ÁCIDO GLUTÁMICO OBTENIDOS EN LAS MUESTRAS DE OSTRÁCCODOS DE LAS LOCALIDADES DEL ÁREA DE PRIEGO.

NIVEL	D/L ASP	EDAD(ka)	D/L GLU	EDAD(ka)
PR5-1	0.559	398.697	0.348	416.435
PR1-1	0.498	286.938	0.238	272.162
PR1-2	0.483	264.146	0.238	271.812
PR44-1	0.466	238.994	-	-
PR44-2	0.490	274.991	0.228	259.192
PR44-3	0.489	272.818	0.227	257.924
PR4-1	0.484	265.309	0.220	249.062
PR46-1	0.426	206.840	0.159	172.939
PR42-1	0.403	176.495	0.136	167.816
PR56-1	0.365	132.359	0.130	144.608
PR7-1	0.375	143.570	0.127	140.997
PR7-2	0.374	142.472	0.116	111.458
PR69-1	0.332	100.652	0.130	145.805
PR6-1	0.333	101.715	0.117	113.997
PR59-1	0.334	102.205	0.120	111.708
PR41-1	0.334	102.613	0.115	108.948
PR66-1	0.327	96.672	0.110	100.637
PR43-1	0.189	15.748	0.049	6.749
PR12-1	0.184	14.055	0.050	6.451

TABLA 2.6.
DATACIÓN DE LAS TERRAZAS FLUVIALES DEL ÁREA DE PRIEGO.

NIVEL	EDAD (miles de años)
PR5	407.566 ± 12.543
PR1	273.765 ± 9.530
PR44	260.784 ± 14.423
PR4	253.636 ± 10.188
PR46	189.890 ± 23.971
PR42	172.156 ± 6.137
PR56	138.483 ± 8.661
PR7	134.624 ± 15.480
PR69	123.229 ± 31.928
PR6	107.856 ± 8.685
PR59	106.956 ± 6.720
PR41	105.781 ± 4.480
PR66	98.654 ± 2.804
PR43	11.249 ± 6.364
PR12	10.253 ± 5.377

Además de las dataciones obtenidas en el presente Proyecto, se contó con los valores de edad de Torres *et al.* (1994, 1995) obtenidos mediante datación radiométrica (U/Th) de algunas terrazas del área de Priego (tabla 2.7).

TABLA 2.7.
CÁLCULO DE LAS EDADES DE LAS LOCALIDADES DEL ÁREA DE PRIEGO MEDIANTE EL MÉTODO DE U/Th (TORRES *et al.*, 1994, 1995).

NIVEL	U (ppm)	232 Th	234U/238U	230Th/234U	230Th/232Th	EDAD BP (ka)
PR5	0,41	0,06	1,06 ± 0,05	1,06 ± 0,08	23,458 ± 2,664	>350
PR6	0,45		1,51 ± 0,04	0,65 ± 0,03	-	105,132±7,648
PR7	0,17		1,50 ± 0,03	0,81 ± 0,02	-	156,005±7,970
PR10	0,49	0,41	1,52 ± 0,06	0,16 ± 0,01	1,418 ± 0,088	18,196±1,382

Comparando los valores que aparecen en las tablas 2.6 y 2.7 cabe destacar la similitud entre los datos obtenidos aplicando el método de racemización de aminoácidos y los que aparecen en Torres et al. (1994, 1995) con las dataciones radiométricas. También se ha calculado la edad media de cada aminozona definida a partir de los ratios D/L del ácido aspártico y ácido glutámico (Tabla 2.8).

TABLA 2.8.
EDAD MEDIA DE LAS AMINOZONAS DE PRIEGO.

AMINOZONA	EDAD (ka)
1	407 ± 12
2	263 ± 14
3	181 ± 17
4	136 ± 13
5	108 ± 14
6	11 ± 4

Se puede establecer una correlación entre las aminozonas datadas y episodios paleoclimáticos definidos en España y Europa.

La Aminozona 1 (407 ± 12 ka B.P.) se correlaciona con el inicio del 4º Período Cálido y árido definido por Ortiz (2000) y Torres *et al.* (2003a) en la mitad sur de la Península Ibérica. Equivale al interglaciar Holstein de la cronología glaciación europea. Se corresponde también con el Episodio 11 del oxígeno (Shackleton, 1989) definido en el registro de la $\delta^{18}\text{O}$ obtenida en foraminíferos de sondeos marinos, y con el episodio Dodoni (cálido) definido a partir del estudio polínico de la serie estratigráfica de la cuenca de Ioannina (Grecia) realizado por Tzedakis (1994).

La Aminozona 2 (263 ± 14 ka B.P.) se corresponde con el Episodio 7e del oxígeno y con el evento denominado Zitsa definido de la cuenca de Ioannina (Tzedakis, 1994).

La Aminozona 3 (181 ± 17 ka B.P.) se correlaciona con el Episodio 7a del oxígeno.

La Aminozona 4 (136 ± 13 ka B.P.) se corresponde con el final del Episodio 6 del oxígeno- comienzo del Episodio 5 del oxígeno.

La Aminozona 5 (108 ± 14 ka B.P.) se correlaciona con el óptimo climático correspondiente al período interglaciar Eemiense (episodio 5 del oxígeno).

La Aminozona 6 (11 ± 4 ka B.P.) se corresponde con el final del último gran máximo glaciación de la Glaciación Würm y con el Episodio 1 del oxígeno.

Estos resultados se recogen de manera sintética en la Fig. 2.6 donde se representan los episodios de formación de terrazas de Priego a lo largo del Pleistoceno.

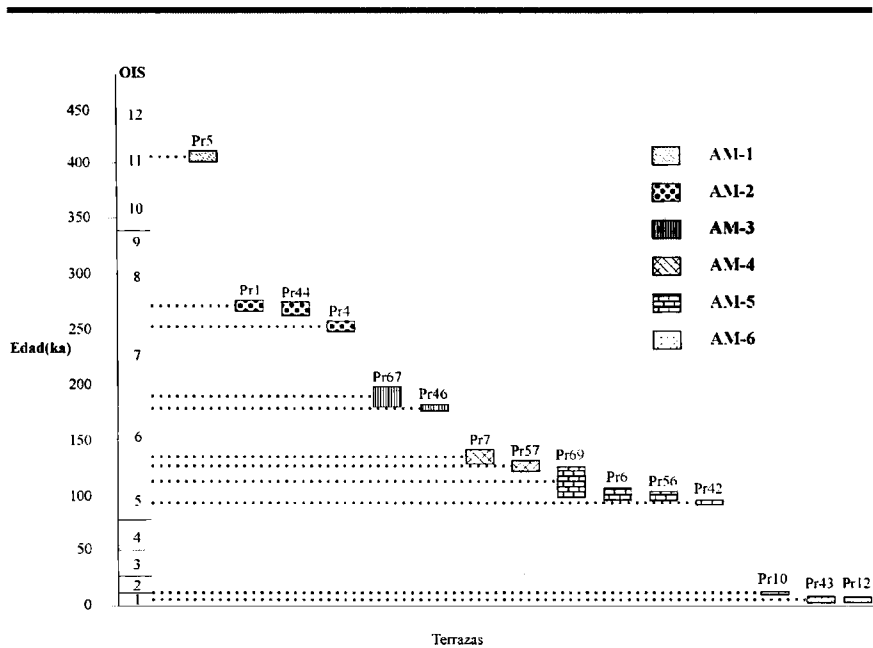


Figura 2.6. Representación gráfica de los episodios de formación de terrazas de Priego a lo largo del Pleistoceno.

Evidentemente la formación de los travertinos estuvo ligada a períodos de pluviosidad reducida en la que las aguas subterráneas se saturaron rápidamente de $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ y la temperatura más elevada propició el desarrollo de biomasa acuática capaz de disminuir la presión parcial del CO_2 del agua. En los períodos fríos con una mayor pluviosidad las aguas más frías propiciaron la incisión y destrucción de los edificios travertínicos.

2.3 CÁLCULO DE LAS TASAS DE INCISIÓN

Teniendo en cuenta los resultados de la datación de las terrazas se ha estimado la tasa de erosión en cada uno de los ríos. En primer lugar, se ha escogido la zona de cabecera del río Trabaque. Las alturas de las terrazas (PR5, PR4 y PR6) y su edad se recogen en la tabla 2.9. Por otro lado, se ha elegido el río Escabas donde en una pequeña área se distinguen 4 niveles de terraza datados (PR1, PR42, PR66, PR43) (ver tabla 2.10).

TABLA 2.9.
CÁLCULO DE LA TASA DE INCISIÓN CERCA DE LA CABECERA DEL RÍO TRABAJUE.

TERRAZA	EDAD (años)	ALTURA RELATIVA sobre el río Trabaque (m)	VELOCIDAD INCISIÓN (años/metro)
PR5	407.566 ± 12.543	100	5.131
PR4	253.636 ± 10.188	70	3.644
PR6	107.856 ± 8.685	30	3.595

TABLA 2.10.

CÁLCULO DE LA TASA DE INCISIÓN EN EL RÍO ESCABAS (ÁREA PRÓXIMA A PRIEGO).

TERRAZA	EDAD (años)	ALTURA RELATIVA sobre el río Escabas (m)	VELOCIDAD INCISIÓN (años/metro)
PR1	273.765 ± 9.530	60	2.258
PR42	172.156 ± 6.137	40	4.900
PR66	98.654 ± 2.804	30	4.370
PR43	11.249 ± 6.364	10	1.125

Del cálculo se refleja que se dan diferentes velocidades de erosión a lo largo del Pleistoceno, que son diferentes también en cada uno de los ríos.

2.4. CONCLUSIONES

Se diferencian seis niveles de terrazas en la zona de Priego. Para la formación de los depósitos travertínicos se propone (Fig 2.9) un perfil en “doble-cuña” para cada evento de acumulación de travertinos fluviales. Un extremo se encuentra aguas-arriba, en la salida de un cañón, donde las características del flujo favorecen la sedimentación de extracлас-

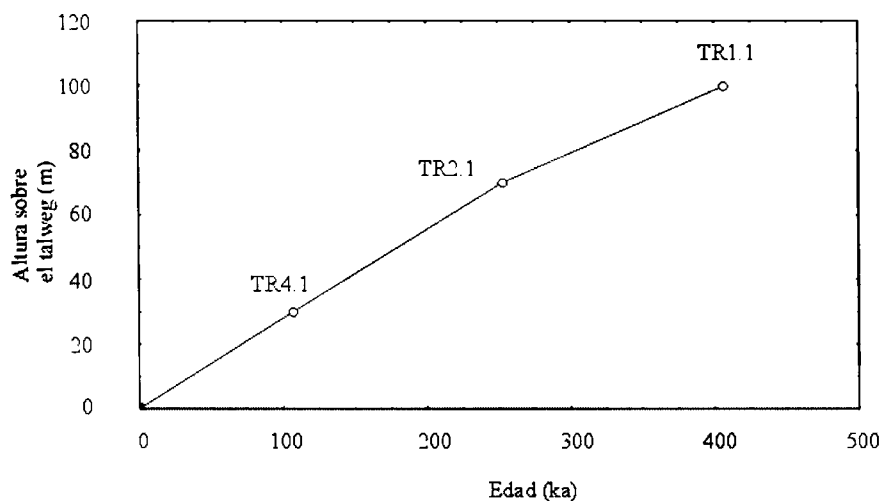


Figura 2.7. Tasa de erosión en el río Trabaque.

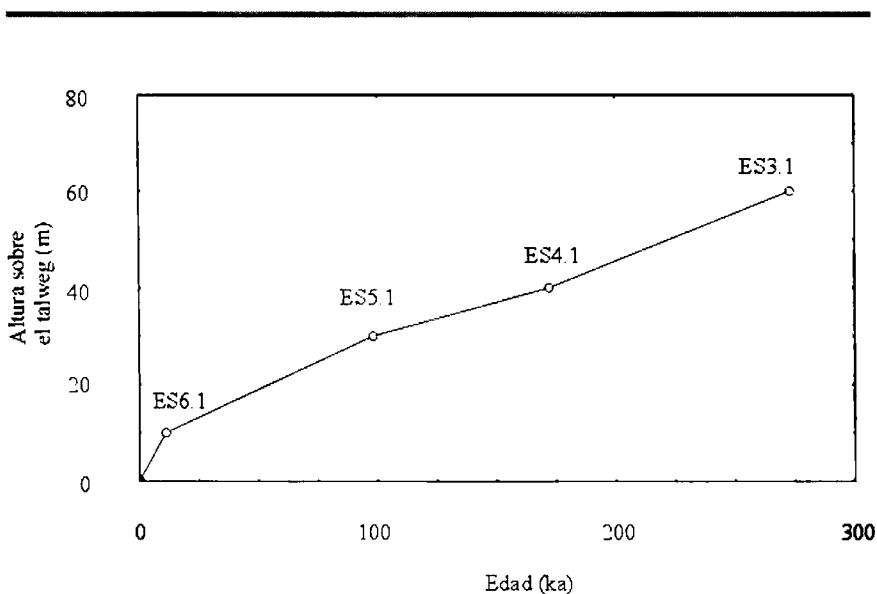


Figura 2.8. Tasa de erosión en el río Escabas.

tos y no de travertinos. El otro extremo se encuentra aguas abajo, donde la cantidad de bicarbonato cálcico disponible es reducida y solamente se produce una sedimentación detrítica de escasa potencia. La mayor cantidad de depósitos travertínicos se produce en la zona central del modelo, donde se dan las condiciones ambientales más favorables (bicarbonato disuelto, turbulencia del agua, temperatura). Las construcciones travertínicas actuaron como trampas donde se acumula el sedimento (extraclástico e intraclástico). Reactivaciones posteriores destruyeron parcialmente facies framestone (plantas o sus moldes en posición de vida) produciendo bioclastos que se transportaron aguas abajo y donde se acumularon.

En el río Trabaque (Fig 2.10) el modelo es algo más complicado debido a la existencia de cambios abruptos en el nivel de base del río ligados a la existencia de barreras. La destrucción de estas barreras afectará en gran medida a la altura de las nuevas terrazas que se formen. Las terrazas destruidas y nuevas se pueden considerar singenéticas de acuerdo con los ratios de racemización obtenidos en ostrácodos. Las variaciones en distancias cortas se deben a la formación de barreras.

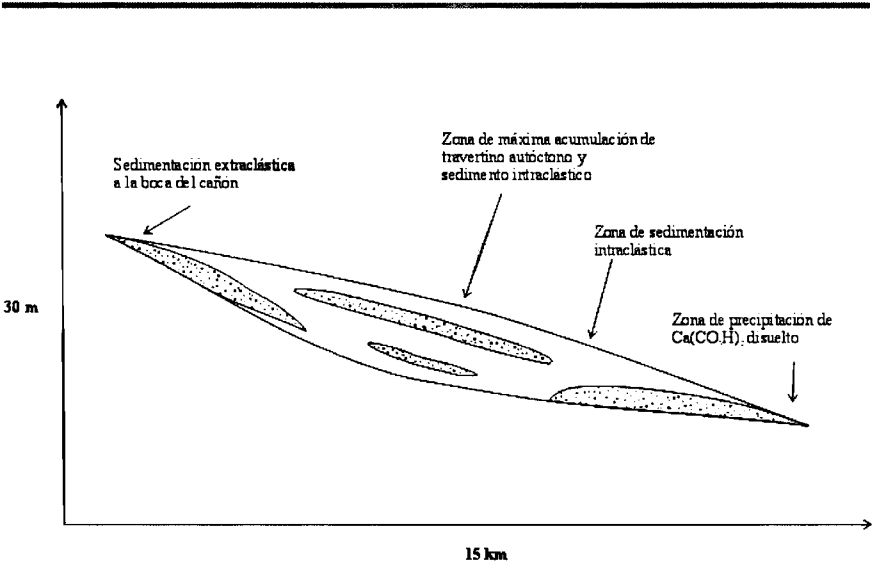


Figura 2.9. Modelo de sedimentación para cada evento de acumulación de travertinos fluviales a lo largo del perfil longitudinal de un río establecido en la zona de Priego.

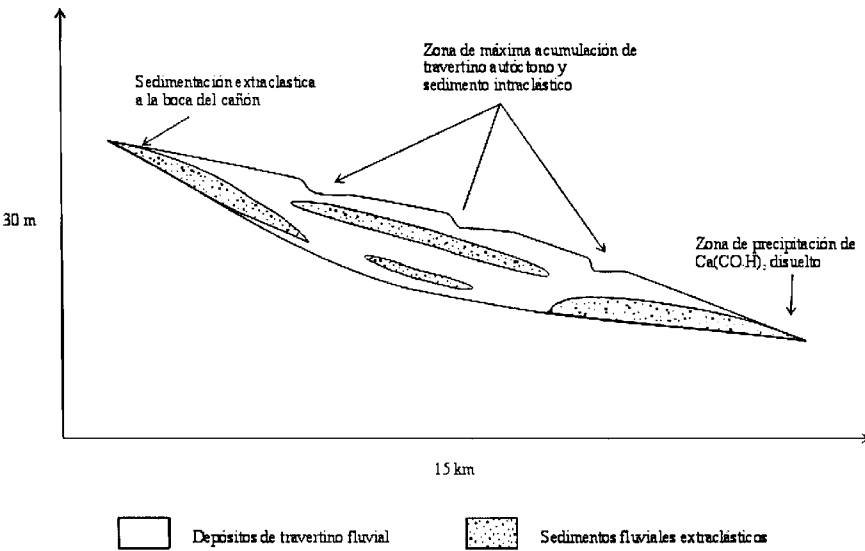


Figura 2.10. Modelo de sedimentación para cada evento de acumulación de travertinos fluviales a lo largo del perfil longitudinal del río Trabaque (Priego).

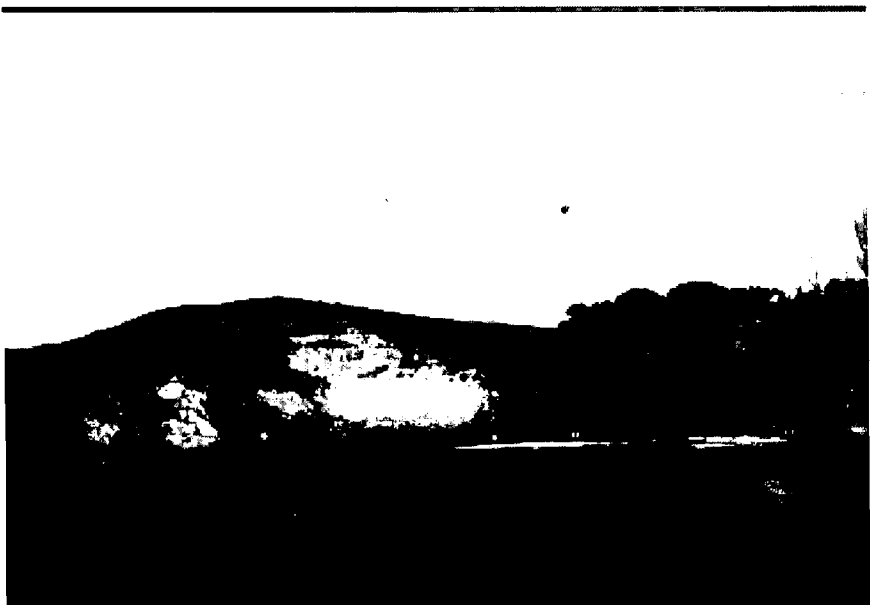


Foto 1. Panorámica de los niveles travertínicos (en primer plano) de la zona de Priego

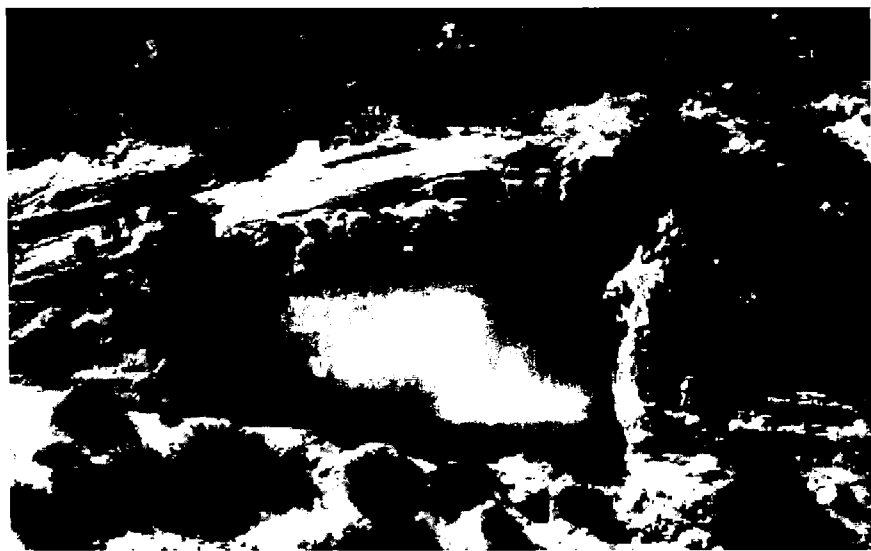


Foto 2. Estratificación cruzada sigmoidal (point bar) de la localidad de Priego-12.



Foto 3. Travertinos de tallos en posición de vida de la localidad de Priego-1.



Foto 4. Estromatolitos de la localidad de Priego.

3. Evolución paleoambiental de la Cuenca de Guadix-Baza (Granada) durante el Pleistoceno

3.1. INTRODUCCIÓN

Las secuencias continentales largas, que comprenden algunos cientos de miles de años son escasas en el registro Pleistoceno. La mayor parte de la reconstrucción paleoambiental llevaba a cabo con ellas se basa en datos polínicos y solamente unas pocas en datos isotópicos. Además, algunas están localizadas en altas latitudes con temperaturas inferiores a -20°C incluso en verano (GRIP, Vostok y EPICA; Dansgaard *et al.*, 1993; Petit *et al.*, 1999; Epica group, 2004). El sondeo Devil's hole, con valores de la $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$, llega a los 570 ka (Winograd *et al.*, 1992; Coplen *et al.*, 1994). La cuenca de Guadix-Baza (Granada), localizadas en latitudes medias (37°N), es una zona única donde se produjo una sedimentación “continua” desde el Plioceno hasta *ca.* 280 ka BP (cf. Torres *et al.*, 2003b).

En la cuenca de Guadix-Baza, un estudio previo reflejó la abundancia de ostrácodos en muchas secciones estratigráficas (Anadón *et al.*, 1986). Posteriormente, se levantó una sección estratigráfica tipo de 356 m (cf. Ortiz, 2000; Torres *et al.*, 2003a; Ortiz *et al.*, 2004a), que contenía un contenido en ostrácodos importante y, por lo tanto, el estudio isotópico de sus valvas proporcionará información paleoclimática desde *ca.* 2 Ma y 300 ka.

3.2. SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA

La cuenca de Guadix-Baza es una depresión endorreica de *ca.* 4.500 km² en la parte central de la Cordillera Bética (Fig. 3.1) y en el margen noreste de la Provincia de Granada (Andalucía, Sureste de España). Tiene una forma irregular, con su eje máximo orientado en dirección SW-NE y situada entre 900-1000 m s.n.m. El origen de la cuenca de Guadix-Baza se relaciona con la Orogenia Alpina (Soria, 1993), que afectó a los materiales Mesozoicos y Cenozoicos.

El modelo deposicional de la cuenca es centrípeto (Fig. 3.2), con abanicos aluviales en los bordes que gradualmente pasaron a un sistema de canales que discurrían hacia un sistema de lagos salinos dispuestos en mosaico en la zona central (Torres *et al.*, 2003a).

Al final del Pleistoceno medio los procesos erosivos ligados a la actividad fluvial (Vera, 1970; Peña, 1985; Ortiz *et al.*, 2000), produjeron el cambio de drenaje de la cuenca, pasando de ser endorreica a exorreica hacia el Río Guadalquivir (Viseras y Fernández, 1992; Calvache y Viseras, 1997).

La sección estratigráfica tipo se estableció en el dominio oriental de la cuenca de Guadix-Baza y se compone de dos sub-secciones: Cortes de Baza (UTM_{base}:201679; UTM_{lecho}:223670) y Norte de Orce (UTM_{base}:423770; UTM_{lecho}:337807). Su cronoestratigrafía (Ortiz, 2000; Ortiz *et al.*, 2004a), está basada en paleomagnetismo y racemización de

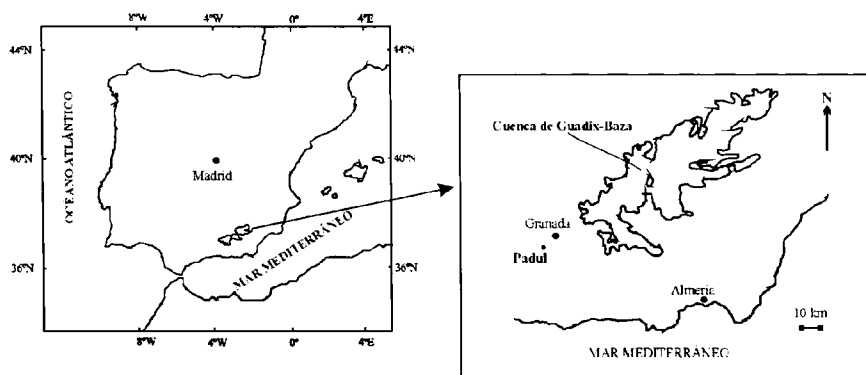


Figura 3.1. Situación geográfica de la cuenca de Guadix-Baza

aminoácidos (Fig. 3.3). Se observan tres importantes eventos paleomagnéticos: el final del cron Olduvai (*ca.* 1.77 Ma), el límite Matuyama/Brunhes (*ca.* 780 ka) y un pequeño período de polaridad normal que corresponde a la Excursión Emperor o Lake Biwa III, datadas en *ca.* 419 ka o *ca.* 412 ka (Cande y Kent, 1995) respectivamente. El techo de la sección está datado en 279 ± 77 ka por racemización de aminoácidos (Ortiz *et al.*, 2004a).

Se recogieron un total de 726 muestras (*ca.* 3 kg) cada 40-50 cm a lo largo de los 356 metros de la sección tipo y se seleccionaron de 30 a 50 valvas de la especie *Cyprideis torosa* (Jones). En los análisis únicamente se emplearon valvas de ejemplares adultos. Los análisis de los isótopos estables de carbono y oxígeno se realizaron en el laboratorio de isótopos estables de la Estación Experimental “El Zaidín” de Granada, del Consejo Superior de Investigaciones Científicas.

3.3. RESULTADOS

Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ del carbonato cálcico de caparazón de *Cyprideis torosa* (Jones) están comprendidos entre -9.68‰ y -2.0‰ (V-PDB) y los valores de $\delta^{18}\text{O}$ oscilan entre -11.08‰ y $+4.9\text{‰}$ (V-PDB). Sin embargo, los valores más frecuentes oscilan -2.5‰ y -6‰ para la $\delta^{13}\text{C}$ y entre -0.5‰ y -3.5‰ para la $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 3.4 a,b). Hay que destacar la existencia de valores positivos de $\delta^{18}\text{O}$, que normalmente aparecen en carbonatos de origen marino que dieron pie a la interpretación de la existencia de ambientes marinos en la cuenca (Bonnadona y Leone, 1989).

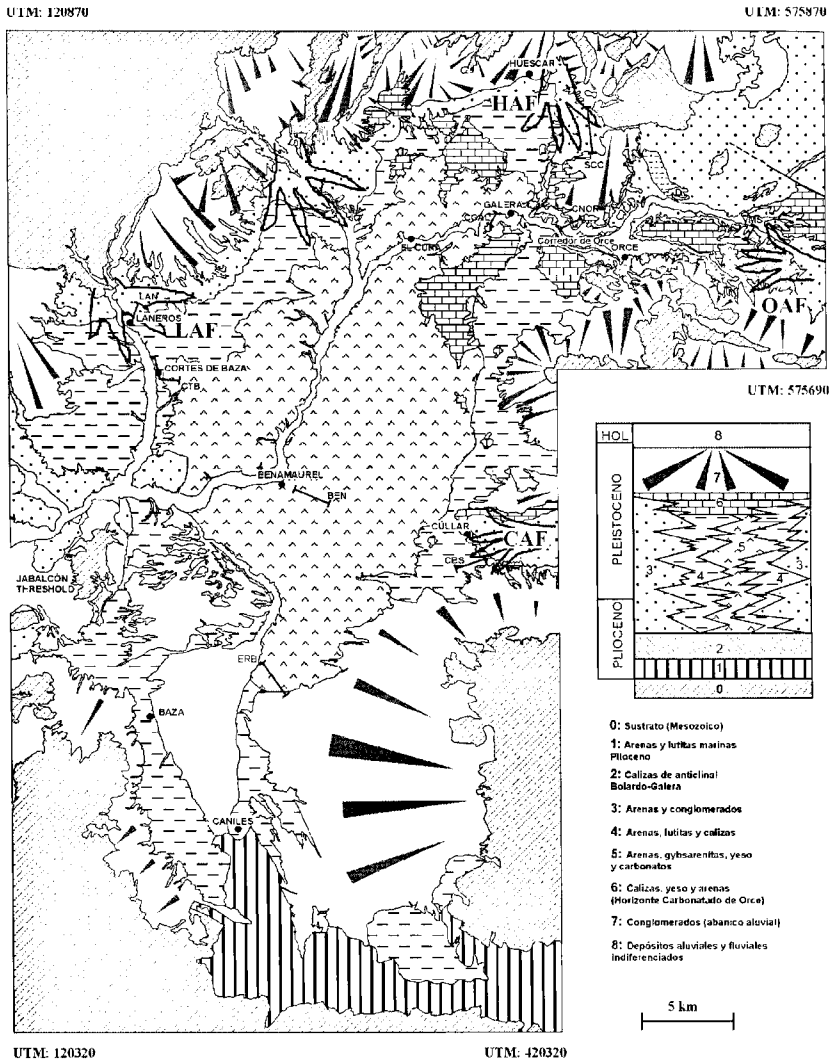


Figura 3.2. Mapa geológico simplificado del sector este (Baza) de la cuenca de Guadix-Baza. LAF = Abanico aluvial de Laneros, OAF = Abanico aluvial de Orce, HAF = Abanico aluvial de Huéscar, CAF = Abanico aluvial de Cúllar. CTB: Cortes de Baza; CNOR: Norte de Orce.

3.4. DISCUSIÓN

Aunque para mayor detalle se refiere a Ortiz et al (2006), simplemente valga comentar que el ratio $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ en carbonatos autigénicos y, por lo tanto en las valvas de los ostrácodos, depende tanto del ratio $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ en el agua en la que se forman como de la temperatura.

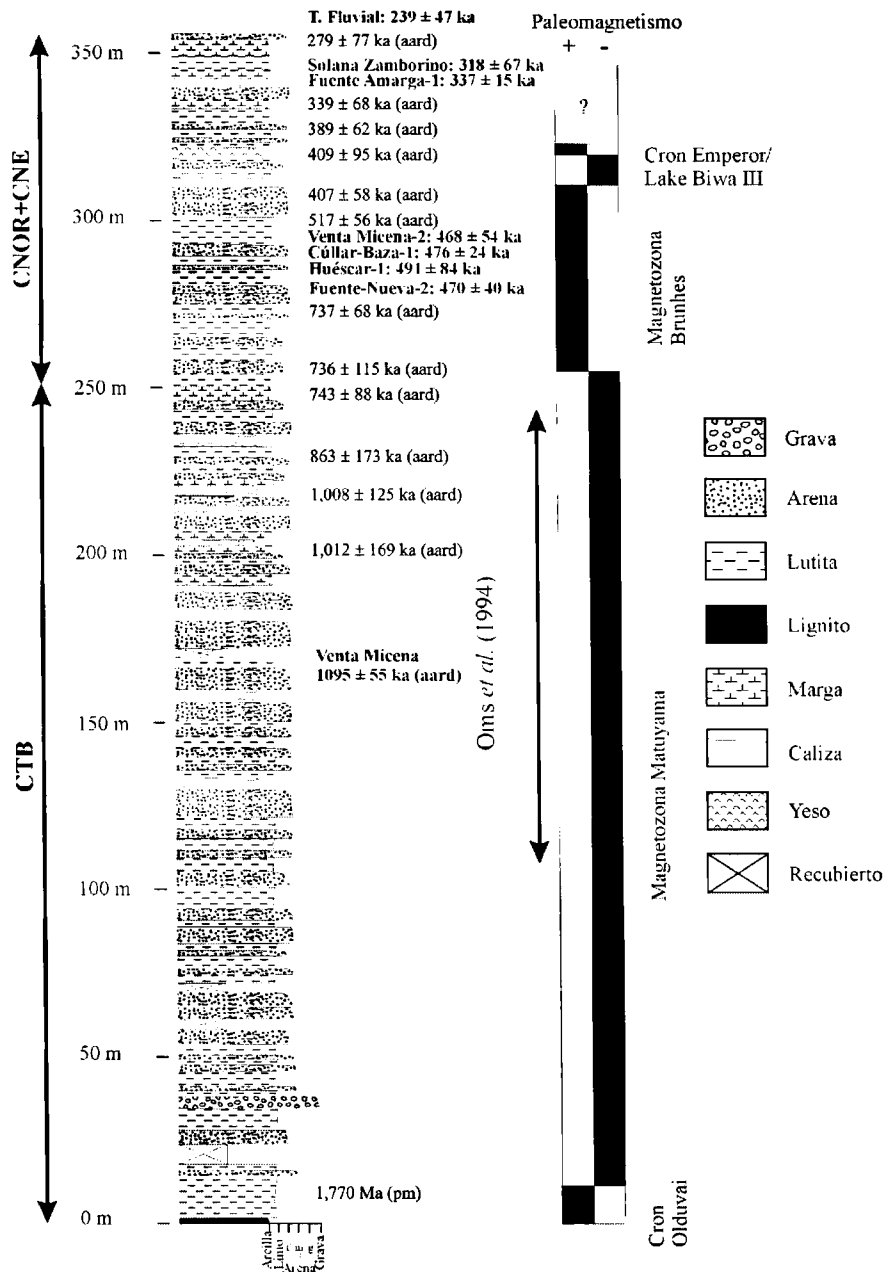


Figura 3.3. Cronoestratigrafía de la sección tipo de la cuenca de Guadix-Baza. Los datos paleomagnéticos se han tomado de Oms et al. (1994) y Ortiz (2000). Las dataciones aminocronológicas son de Ortiz et al. (2004).

El histograma de la Fig. 3.4 revela que gran parte de ellos se agrupan entorno a $+0.5\text{‰}$ y -3.5‰ (V-PDB). En base a esta distribución, en el rango de temperaturas en las que habita la especie *Cyprideis torosa* (8°C - 30°C) (Carbonnel, 1983; Wansard *et al.*, 1998; Mezquita *et al.*, 2000) y en el máximo enriquecimiento en $\delta^{18}\text{O}$ de las valvas de ostrácos como resultado de su efecto vital, que es alrededor de $+2.5\text{‰}$ (von Grafenstein *et al.*, 1992, 1999; Keatings *et al.*, 2002), los valores teóricos de la $\delta^{18}\text{O}_{\text{agua}}$ (V-SMOW) esperados oscilarían entre $+3.5\text{‰}$ y -7.5‰ (Fig. 3.5). Sin embargo, si se considera el rango de temperatura más normal (15 - 25°C) en el que se desarrolla *Cyprideis torosa* (Planas, 1973; Heip, 1976), los valores de la $\delta^{18}\text{O}_{\text{agua}}$ (V-SMOW) oscilarían entre $+2.50\text{‰}$ y -3.50‰ . Por ello, si se considera el máximo efecto vital, los valores de la $\delta^{18}\text{O}_{\text{agua}}$ (V-SMOW) deberían estar entre $+0.2\text{‰}$ y -5.8‰ (V-SMOW). Estos rangos de valores

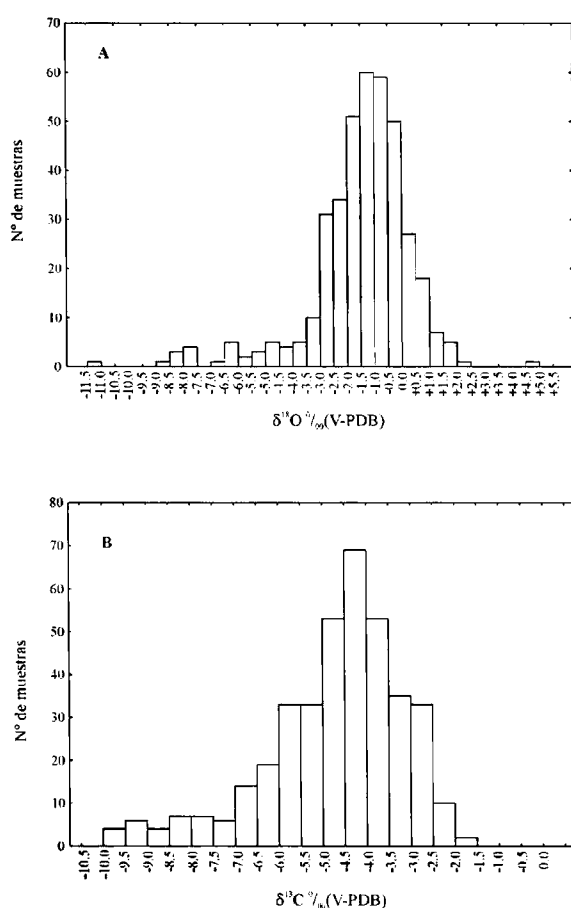


Figura 3.4. Histograma de los valores de la $\delta^{18}\text{O}\text{‰ (V-PDB)}$ (A) y $\delta^{13}\text{C}\text{‰ (V-PDB)}$ (B) obtenidos en *Cyprideis torosa* de la sección tipo de la cuenca de Guadix-Baza.

son algo más elevados que los medidos en las aguas de reservorios localizados cerca del área de estudio y el valor medio de la $\delta^{18}\text{O}$ del agua de lluvia actual en Granada (Fig. 3.5), indicando, por tanto, que otros factores relacionados con el paleoclima condicionaron la señal de la $\delta^{18}\text{O}$ medida en las valvas de ostrácodos de la Cuenca de Guadix-Baza.

La señal de la $\delta^{13}\text{C}$ de los ostrácodos está influenciada principalmente por la $\delta^{13}\text{C}$ del carbono orgánico disuelto (DIC). Un aporte de DIC produciría una $\delta^{13}\text{C}$ más negativa. Ade-

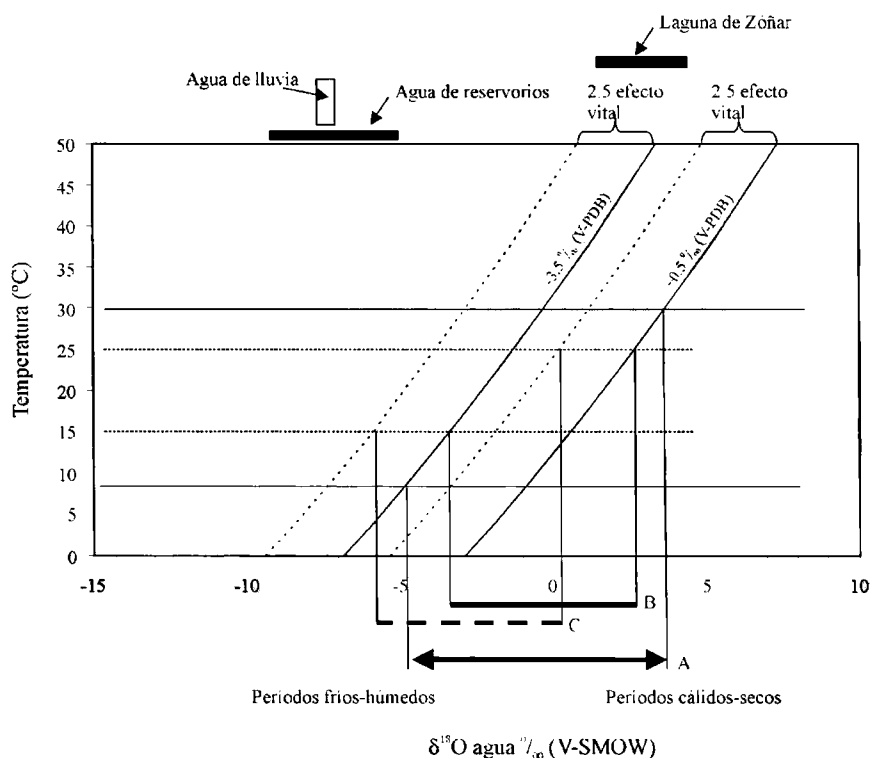


Figura 3.5. Relación entre temperatura y $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ (V-SMOW) en el agua. Las curvas representan la temperatura teórica de precipitación de la calcita de los ostrácodos en equilibrio con el agua del lago. Para el cálculo se usó la ecuación calcita-agua de Kim y O'Neil (1987). Para el cálculo de la composición isotópica del agua meteórica (A) se ha tenido en cuenta el rango de temperatura vital (8°C-30°C) de *Cyprideis torosa* (Carbonnel, 1983; Wansard et al., 1998; Mezquita et al., 2000), los valores isotópicos más frecuentes de ostrácodos de la cuenca de Guadix-Baza (-3.5‰ $\delta^{18}\text{O}$ vs V-PDB) y el máximo enriquecimiento en $\delta^{18}\text{O}$ como resultado de los efectos vitales (+2.5‰- von Grafenstein et al., 1992, 1999; Keatings et al., 2002). Para calcular B y C, se usó el intervalo más frecuente de temperatura en el cual se desarrolla *Cyprideis torosa* (15-25°C; Planas, 1973; Heip, 1976) así como la ausencia o existencia de efectos vitales. Para comparar, se ha incluido la media de los valores actuales de la lluvia y el rango para el agua de reservorios cercanos (Cubillas, Canales, Bermejales y Quentar).

más, cambios climáticos pudieron modificar cobertura vegetal (cantidad y proporción de plantas C3 y C4 en el área fuente) así como la $\delta^{13}\text{C}$ derivada de la respiración terrestre.

El rango de valores de la $\delta^{13}\text{C}$ en valvas de ostrácodos de la cuenca de Guadix-Baza coincide con los valores más altos de la $\delta^{13}\text{C}$ del DIC de ríos actuales y travertinos antiguos y actuales de áreas cercanas (Fig. 3.6).

Los caparazones de ostrácodos con valores de la $\delta^{18}\text{O}$ más positivos (+0.5 a +4.9‰) indican, incluso con un amplio rango de temperaturas (8° a 30°C), que la calcificación tuvo lugar en equilibrio con aguas con valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre -1.0‰ y +7.5‰ (V-SMOW) (ver Fig. 3.5 para referencia). Estos valores son mucho mayores que los valores característicos de aguas de lagos abiertos de reservorios actuales en este área (-5‰ a -9‰ vs V-SMOW, Fig. 3.5), el valor medio de la $\delta^{18}\text{O}$ del agua de lluvia en Granada (-7.5‰ vs V-SMOW, Delgado *et al.*, 1991) o valores característicos de latitudes medias (Rozanski *et al.*, 1993). Por lo tanto, estos valores de la $\delta^{18}\text{O}$ reflejan fases de importante evaporación. El rango de valores de la $\delta^{18}\text{O}_{\text{agua}}$ calculados en el sistema lacustre de la cuenca de Guadix-Baza fue pequeño, lo que indica que la señal de la $\delta^{18}\text{O}$ obtenida fue el reflejo de cambios paleoclimáticos pero no de cambios estacionales.

Estas muestras con valores de la $\delta^{18}\text{O}$ positivos se caracterizan por presentar valores de la $\delta^{13}\text{C}$ relativamente altos (-4‰), indicando que la calcificación de las valvas tuvo lugar en aguas con DIC (carbono inorgánico disuelto) enriquecido en ^{13}C . En la actualidad, los diversos ríos que alimentan la cuenca de Guadix-Baza tienen valores de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ oscilando entre -13‰ y -6‰ (análisis mensuales de muestras de agua de 30 ríos y arroyos con sus áreas fuente en Sierra Nevada) (Fig. 3.6). Esto se podría explicar por un descenso en la biomasa y/o procesos de evaporación-degasificación que produce un incremen-

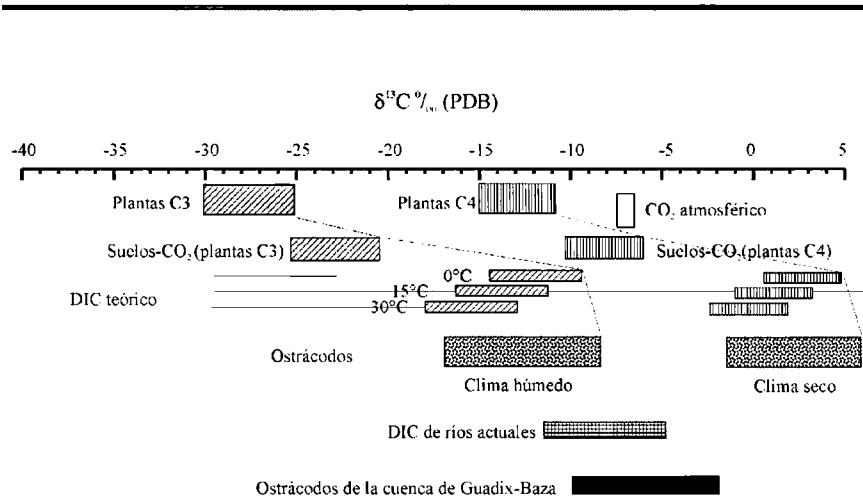


Figura 3.6 Representación de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ de las diferentes fuentes de carbono.

to de la $\delta^{13}\text{C}$ (Talbot, 1990; Mees *et al.*, 1998; Stiler *et al.*, 1985; Schwalb *et al.*, 1999; Valero-Garcés *et al.*, 2000). También, las plantas C4, que se caracterizan por sus valores de la $\delta^{13}\text{C}$ siendo alrededor 15‰ más altos que las plantas C3. éstas están especialmente adaptadas a áreas cálidas, donde las temperaturas nocturnas no descienden por debajo 8°C (Teeri, 1976), y a regiones semiáridas, ya que sus WUE (“water-use efficiency”) son elevadas (Pate, 2001; Sage, 2004). Así, cuando los períodos secos coinciden con incrementos de la temperatura, que son condiciones favorables para el desarrollo de plantas de tipo C4 (Cerling, 1984; Sage, 2004), la cobertura vegetal contribuye con valores menos negativos a la señal de la $\delta^{13}\text{C}$ del DIC (Fig. 3.6).

Además, la contribución del CO_2 atmosférico (fuente menos negativa) a las aguas superficiales es algo mayor durante episodios secos, debido a la escasa cobertura vegetal. Una explicación alternativa está relacionada con blooms de fitoplancton que producen la incorporación preferencial de ^{12}C por aguas del lago (Spiro *et al.*, 1993). Sin embargo, estos cambios ligados a la productividad son de corta duración (días o semanas) y no explican tendencias generales.

Durante episodios de mayor aridez y temperatura, asociados a tasas de evaporación más altas, un incremento en los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ estará ligado a procesos de desgasificación (Talbot, 1990; Mees *et al.*, 1998; Stiler *et al.*, 1985; Schwalb *et al.*, 1999). Estos procesos cambian la química del agua mediante un aumento del pH y de la alcalinidad, produciendo un mayor intercambio isotópico y captura de CO_2 atmosférico. El aumento de los valores de la $\delta^{13}\text{C}$ está también ligado a un aumento de las plantas de tipo C4 y/o un descenso de la biomasa vegetal (con un incremento relativo de la contribución de CO_2 atmosférico), típico de áreas semiáridas.

Las valvas de ostrácodos con valores de la $\delta^{18}\text{O}$ más negativos (-11.1‰ vs V-PDB) se habrían formado en equilibrio con aguas con valores de la $\delta^{18}\text{O}$ comprendidos entre -13‰ y -8‰ (V-SMOW). Sin embargo, los valores muy negativos son relativamente escasos (Fig. 3.4a); los más frecuentes están entre -4 y -9‰ (V-PDB). Estos valores son ligeramente inferiores a los de la $\delta^{18}\text{O}$ obtenida en el agua de lluvia de Granada (-7.5‰ V-SMOW) y el rango de la $\delta^{18}\text{O}$ de los reservorios localizados en zonas cercanas. Esto se puede interpretar como el resultado de períodos más fríos (composición del agua de lluvia más negativa) que, en latitudes medias está normalmente ligada a más precipitación y menos evaporación (Fontes y Edmunds, 1989; Rozanski *et al.*, 1993).

Estas muestras (con los valores de la $\delta^{18}\text{O}$ más bajos: ‰ V-PDB) tienen valores de la $\delta^{13}\text{C}$ muy negativos que, generalmente, están asociados con una mayor cobertura vegetal (condiciones húmedas) y asociadas a mayor respiración del suelo, que sería fuente de carbono caracterizado por valores de la $\delta^{13}\text{C}$ más bajos (Cerling, 1984; Sage, 2004), enmascarando la contribución del CO_2 atmosférico (-6.5‰; Friedly *et al.*, 1976). En consecuencia, las muestras con valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ más negativos estarían ligadas a episodios fríos y húmedos, a los que las plantas de tipo C3 están mejor adaptadas. Por el contrario, condiciones húmedas se relacionan con un menor pH y alcalinidad, produciendo valores de la $\delta^{13}\text{C}$ más bajos en el DIC (Bade *et al.*, 2004).

Valores de la $\delta^{18}\text{O}$ intermedios (-4‰ V-PDB a $+0.5\text{‰}$ V-PDB) reflejarían períodos templados: templados-secos, cuando coexisten con valores de la $\delta^{13}\text{C}$ más altos, y templados-húmedos, cuando coexisten con valores de la $\delta^{13}\text{C}$ más bajos.

Los términos frío-húmedo, cálido-seco y templado se asemejan a los propuestos por Horowitz (1989, 2001) para Israel: Pluvial (Mediterráneo húmedo), con temperaturas más bajas, mayores precipitaciones (lluvias moderadas en invierno y verano), y el desarrollo de bosques de *Quercus* de hoja caduca; Interpluviales (Mediterráneo seco), con escasa precipitación, temperaturas más altas y vegetación esteparia; e Interestadiales, como las condiciones actuales, con un invierno lluvioso corto y un verano seco y caluroso, con *Quercus* de hoja perenne y maquis Mediterráneo.

Se observa una buena covariación entre los perfiles $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ (Fig. 3.7), lo que confirma la esperada correspondencia entre estas variables paleoclimáticas en regiones áridas o semiáridas.

A partir del análisis cluster entre los valores $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ (distancia superior minimal y distancia euclídea) (Fig. 3.9) se diferencian cuatro grupos. Estos grupos también se pueden distinguir en el gráfico de regresión lineal entre $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ y se pueden asociar a distintos escenarios climáticos (ver Fig. 3.8): Grupo 1, valores altos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ (escenario cálido-seco); Grupo 2, valores intermedios de la $\delta^{18}\text{O}$ y altos de la $\delta^{13}\text{C}$ (escenario templado-seco); Grupo 3, valores intermedios de la $\delta^{18}\text{O}$ y bajos de la $\delta^{13}\text{C}$ (escenario templado-húmedo); Grupo 4, valores bajos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ (escenario frío-húmedo).

3.4.1 LOS EVENTOS PALEOCLIMÁTICOS DE LA CUENCA DE GUADIX-BAZA

En la sección-tipo de la cuenca de Guadix-Baza se distinguen un gran número de oscilaciones en los “logs” de isotopía de oxígeno y carbono, que se interpretan como eventos paleoclimáticos (Fig. 3.7). De acuerdo con Whittaker *et al.* (1991), los “eventos” son fenómenos de corta duración que dejan algún testimonio en el registro geológico y que, por lo tanto, pueden emplearse para correlación. Se interpreta un evento isotópico paleoclimático cuando no sólo uno, sino varios valores isotópicos muestran una tendencia marcada en los gradientes de los valores de las $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$.

La simultaneidad de los valores mínimos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ se interpreta como episodios fríos y húmedos, mientras que la concurrencia de valores máximos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ se corresponde con períodos cálidos y secos. Los valores intermedios reflejan tanto condiciones templadas-secas como templadas-húmedas.

Dado que el registro Plioceno de la sección compuesta de la cuenca de Guadix-Baza es poco importante, se decidió definir solamente los eventos paleoclimáticos del Pleistoceno. No obstante, el mínimo de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ que se da cerca del techo del Plioceno se denominó GB-0 para correlación ya que a techo del Plioceno marino se observa un pico de máximo en la $\delta^{18}\text{O}$ que marca una oscilación extremadamente fría. Los eventos paleoclimáticos distinguidos se numeraron desde el límite Plioceno-Pleistoceno hasta el techo

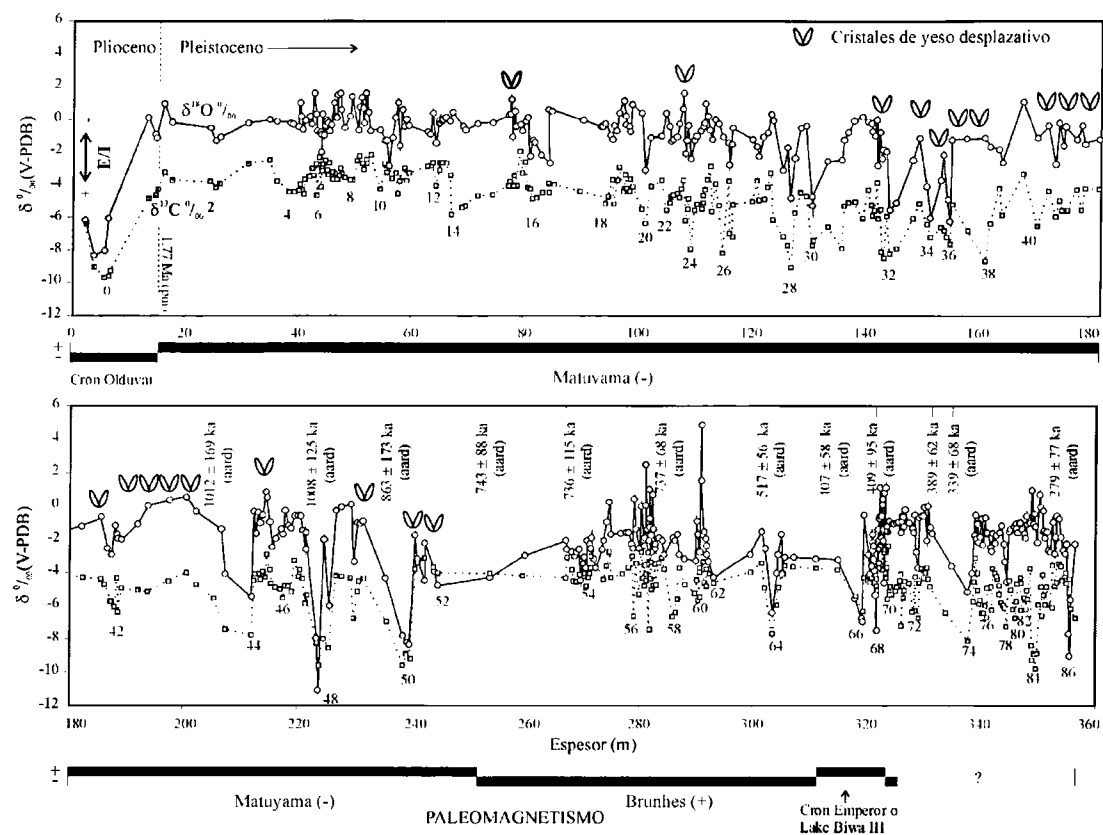


Figura 3.7. Perfiles de la $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos en *Cyprideis torosa* de la sección tipo de la cuenca de Guadix-Baza con los eventos paleoclimatológicos. Se indica la presencia de yeso desplazativo.

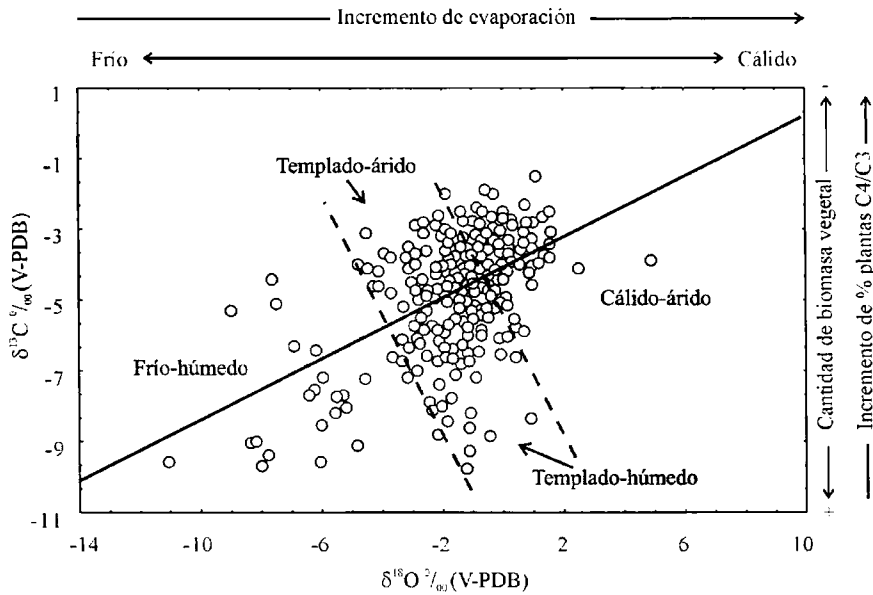


Figura 3.8. Regresión entre los valores de la $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos en *Cyprideis torosa* de la sección tipo de la cuenca de Guadix-Baza. Se diferencian cuatro grupos que

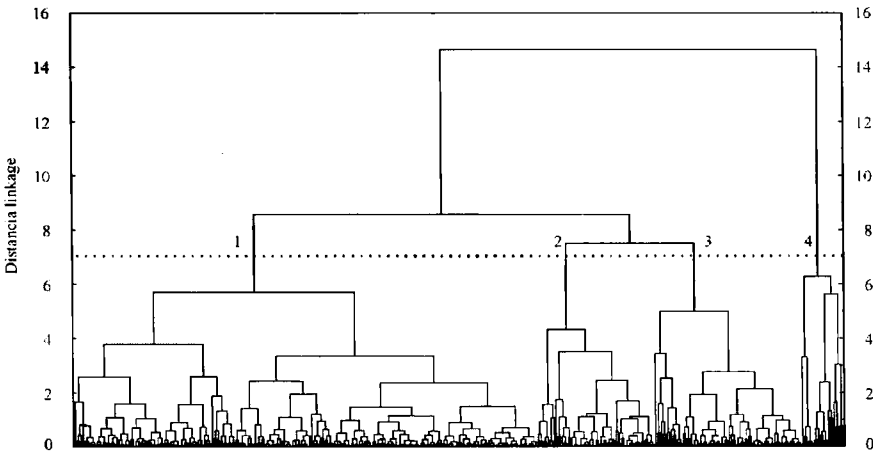


Figura 3.9. Dendrograma de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos en *Cyprideis torosa* de la sección tipo de la cuenca de Guadix-Baza.

de la sección de Guadix-Baza, desde GB-1 a GB-86 (Fig. 3.7). Según el criterio seguido en otras series paleoclimáticas (p.e. estadios isotópicos del oxígeno), los números pares corresponden a eventos fríos (valores mínimos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$). Los eventos GB-0, 34, 36, 48, 50, 64, 66, 68 y 86 (valores de la $\delta^{18}\text{O}$ más bajos) reflejan las condiciones más frías y húmedas, mientras que los eventos de máxima temperatura y mínima precipitación destacan menos ya que predominan muestras con valores altos de la $\delta^{18}\text{O}$, especialmente en los metros 20 y 100 donde solamente se observan oscilaciones menores que se hacen más pronunciadas en el resto de la sección. De hecho, el análisis cluster (Fig. 3.9) y el gráfico $\delta^{18}\text{O}$ vs. $\delta^{13}\text{C}$ (Fig. 3.8) muestran la predominancia de muestras que reflejan condiciones cálidas y secas. Los máximos en la $\delta^{18}\text{O}$ corresponden a los eventos 5, 7, 9, 23, 39, 45, 57, 61, 69 y 83.

Con el objeto de reducir el efecto ligado a muestras anómalas, los errores analíticos e hiatos en el registro de ostrácodos, se realizó un suavizado de los valores de la $\delta^{18}\text{O}$ empleando el modelo lineal calculando cada nuevo valor en función de los 5 más cercanos.

A partir de los valores suavizados de la $\delta^{18}\text{O}$ a lo largo de la sección tipo de la cuenca GBE y de los cuatro escenarios paleoambientales definidos anteriormente, se han diferenciado cuatro períodos fríos y húmedos mayores que alternan con otros cuatro períodos cálidos y áridos mayores (fig. 3.10). La escala temporal de estos períodos se calculó a partir de dataciones y de la tasa de sedimentación media de la cuenca (4.464 ka/m) (cf Ortiz *et al.*, 2004a) y se encuentran en la Tabla 3.1.

En la Fig. 3.10 se observa que los procesos de deterioro climático (paso a condiciones cálidas y secas en la región mediterránea) es abrupto (súbito), mientras que el tránsito a condiciones de mejoría climática (condiciones frías y húmedas) es gradual.

TABLA 3.1.
RANGO TEMPORAL Y ESPESOR DE LOS PERÍODOS PALEOCLIMÁTICOS MAYORES DE LA CUENCA DE GUADIX-BAZA DEFINIDOS EN EL PERFIL SUAVIZADO DE LA $\delta^{18}\text{O}$ (FIG. 3.10).

Períodos mayores de la cuenca de Guadix-Baza	Rango (ka B.P.)	Espesor (m)
1 ^{er} Frío y Húmedo	<1770	<18
1 ^{er} Cálido y Seco	1770-1385	18-120
2 ^o Frío y Húmedo	1385-1130	120-175
1 ^{er} Cálido y Seco	1130-890	175-225
3 ^{er} Frío y Húmedo	890-700	225-270
1 ^{er} Cálido y Seco	700-575	270-292
4 ^o Frío y Húmedo	575-410	292-323
1 ^{er} Cálido y Seco	>410	>323

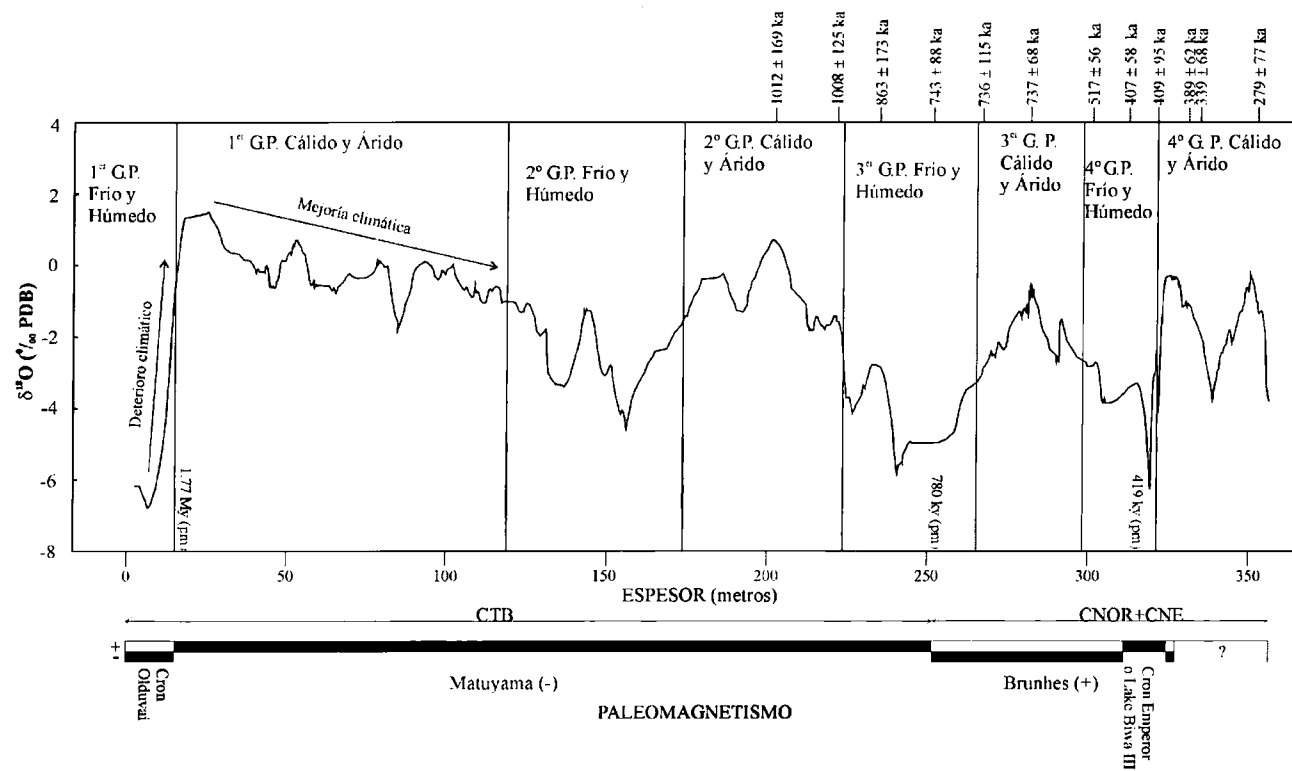


Figura 3.10. Curva suavizada de los valores de la $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos en *Cyprideis torosa* de la sección tipo de la cuenca de Guadix-Baza con la interpretación paleoambiental.

3.4.2 COMPARACIÓN DEL REGISTRO DE LA CUENCA DE GUADIX-BAZA CON OTRAS SECUENCIAS PALEOAMBIENTALES

Los eventos paleoclimáticos definidos en la cuenca de Guadix-Baza se han comparado con los estadios isotópicos del oxígeno de secuencias marinas. Para ello se ha elegido el registro SPECMAP para el intervalo comprendido entre 0-0.62 Ma y el sondeo OPD para el tramo 0.62-2.0 Ma (Shackleton, 1995). La reversión magnética de la base de la sección-tipo de la cuenca de Guadix-Baza (metro 18), que corresponde al final del Cron Olduvai (límite Plioceno-Pleistoceno), permite correlacionar el evento paleoclimático GB-0 con el estadio isotópico del oxígeno (OIS) 64 (Fig. 3.11), que es el período más frío obtenido en el registro marino. Otros cambios paleomagnéticos determinados en la sección, como Bruhnes/Matuyama (780 ka) y el Cron Emperor o Lake Biwa III (*ca.* 410

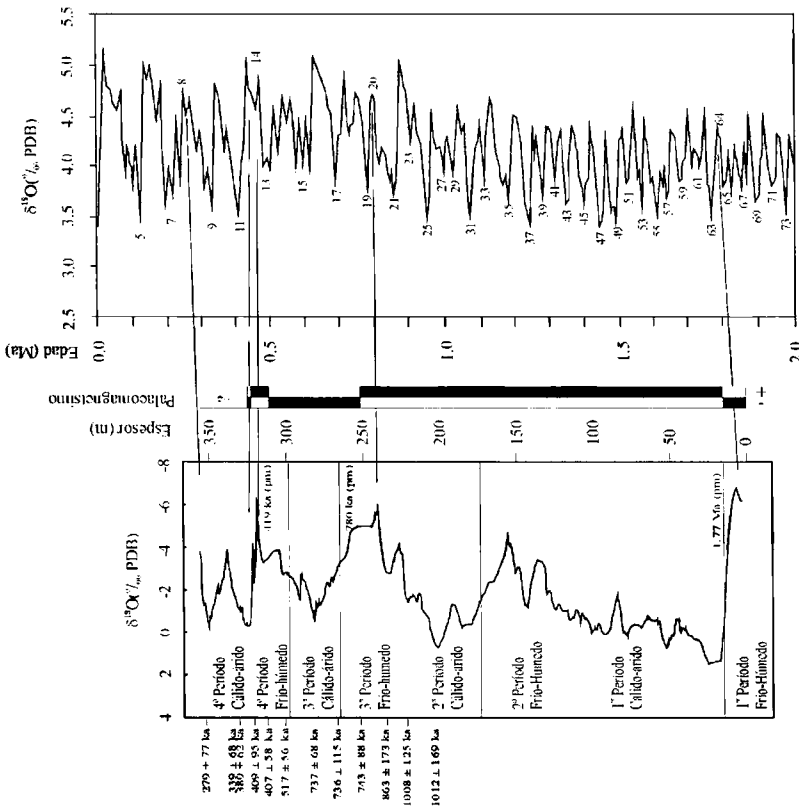


Figura 3.11. Correlación entre el perfil de la $\delta^{18}\text{O}$ de la cuenca de Guadix-Baza y los estadios marinos del oxígeno (Shackleton, 1995) tomados del SPECMAP para el período 0-0.62 Ma y del OPD site 677 para el período 0.62-2.0 Ma.

ka), permiten correlacionar los eventos paleoclimáticos GB-50 y GB-86 de la cuenca de Guadix-Baza con los estadios isotópicos del oxígeno 20 y 8, respectivamente. Es también importante destacar la buena correspondencia entre los eventos paleoclimáticos GB-66 y GB-68 y los dos máximos que se dan en el estadio isotópico del oxígeno 14.

En la región mediterránea se conoce una evolución paleoambiental similar en la cuenca de Hula (norte de Israel) y en la región sur del Mar Muerto (sur de Israel) donde Horowitz (1987, 1989, 2001) estudió secuencias polínicas que cubrían el Pleistoceno y gran parte del Plioceno superior. Correlacionó los máximos fríos del Pleistoceno (glaciaciones) con períodos pluviales, y los interglaciares con condiciones paleoclimáticas fueron más áridas.

Los episodios fríos-húmedos y cálidos-secos definidos en Israel se pueden comparar con los de la cuenca de Guadix-Baza (Fig. 3.12). Se comprueba que el 1^{er} Período Frío y Hú-

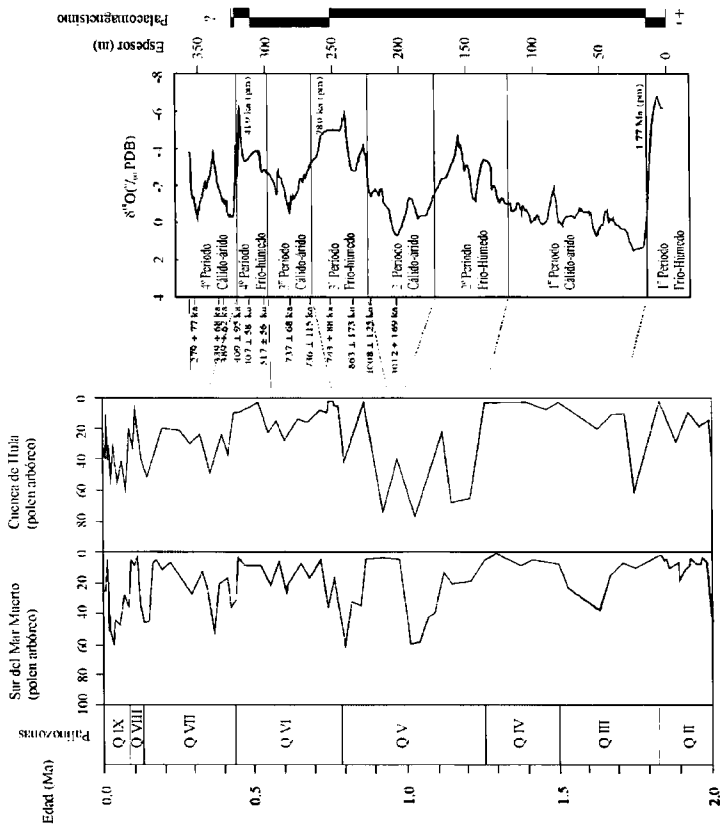


Figura 3.12. Correlación entre la secuencia paleoambiental de la Cuenca de Guadix Baza y las secuencias polínicas (porcentaje de pollen arbóreo) obtenidas en la región sur del Mar Muerto y la Cuenca de Hula (Horowitz, 1987, 1989, 2001), ambas en Israel. El pollen arbóreo se interpreta como un incremento de la humedad.

medo de la cuenca de Guadix-Baza corresponde con un aumento en el porcentaje del polen arbóreo (mayor humedad) en la cuenca de Hula, mientras que el 1^{er} Período Cálido y Seco de la cuenca de Guadix-Baza coincide con bajos porcentajes de polen arbóreo en la cuenca de Hula. En el sur del Mar Muerto (Israel) el incremento del polen arbóreo tiene lugar entre 1.65 y 1.5 Ma, algo más tarde que en la cuencas de Hula y de Guadix-Baza.

Asimismo, existe una buena correspondencia entre los 2^o, 3^{er} y 4^o Períodos Fríos y Húmedos de la cuenca de Guadix-Baza y las zonas con máximos porcentajes de polen arbóreo en los registros de la región sur del Mar Muerto y de la cuenca de Hula. También, los 2^o, 3^{er} y 4^o Períodos Cálidos y Secos de la cuenca de Guadix-Baza se correlacionan con los mínimos porcentajes de polen arbóreo de las dos secuencias de Israel. Una evolución paleoclimática similar a la de la cuenca de Guadix-Baza se ha encontrado en los lagos pluviales desarrollados en el área del “Basin and Range” de Estados Unidos, tales como el lago Owens, SE California (Smith y Bischoff, 1997), San Luis Valley, Colorado

(Rogers *et al.*, 1992) y la cuenca de San Felipe, Baja California (Lozano-García *et al.*, 2002), entre otros. En esta zona durante los períodos fríos (glaciares) se dieron condiciones de menor evaporación y mayor disponibilidad de agua, mientras que durante los episodios secos y cálidos se desarrollaron lagos-playa.



Foto 5. Panorámica de la Cuenca de Guadix-Baza



Foto 6. Areniscas de grano medio-fino con laminación paralela, *ripples* y acumulaciones lumaquéllicas de ostrácodos (en color blanco).



Foto 7. Yacimiento paleontológico de Galera.

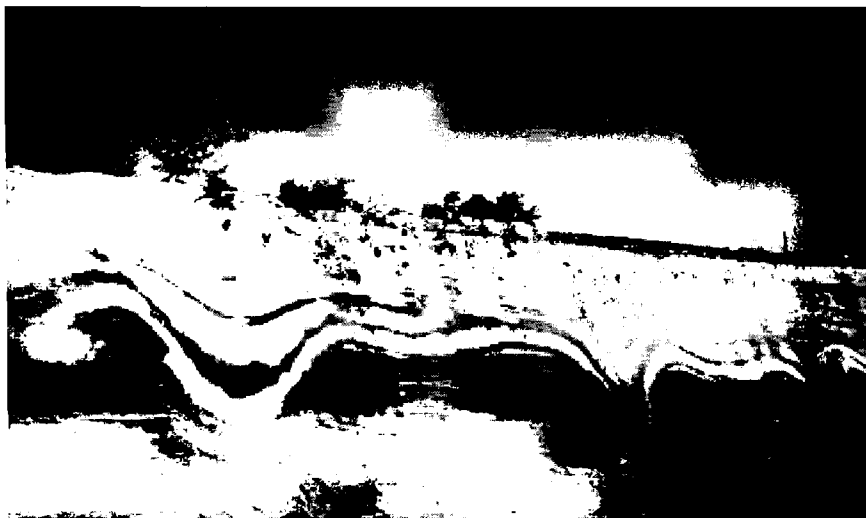


Foto 8. Lutitas y arenas de grano fino con laminación contorsionada (sismita) en la localidad de Cúllar-Baza.

4. Evolución paleoambiental y paleohidrológica de la Turbera de Padul (Granada) durante el último millón de años

4.1. INTRODUCCIÓN

La Turbera de Padul, localizada en Andalucía (fig. 4.1), tiene uno de los registros del Pleistoceno mejor conservados, con algo más de 100 metros de potencia, que se puede emplear para el estudio de las variaciones paleoambientales. Existen trabajos previos sobre su estratigrafía y palinología: Menéndez Amor y Florschütz (1962, 1964), Florschütz *et al.* (1971) y Pons y Reille (1988). En 1997 se perforó un nuevo sondeo de 107 m (Nestares y Torres, 1998) cerca del margen oeste, donde la cuenca adquiere su máxima profundidad (Fig. 4.1).

4.2. SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA

La Turbera de Padul se encuentra a 20 km de Granada. Se encuentra en una cuenca endorreica subsidente limitada por fallas situada al pie de Sierra Nevada. Se localiza a 720 m s.n.m. y algunas zonas están permanentemente cubiertas por agua. Su eje longitudinal se orienta en dirección NW-SE. Ocupa una superficie de 4 km² con una profundidad superior a 100 m. El sustrato se compone principalmente de dolomías mesozoicas que producen una subsidencia gradual.

La cuenca de Padul es un área de recarga del agua subterránea de los acuíferos colindantes. Las direcciones de flujo cambian de sub-horizontales, en los acuíferos Mesozoicos, a ascendentes en la zona de la turbera (Cañada, 1984).

Las coordenadas del sondeo son (Latitud: 37°01'01" N; Longitud: 3°36'07" W; altitud: 714.20). Referiremos los niveles muestreados del sondeo teniendo en cuenta su profundidad en cm, desde el techo hasta la base (p.e. el nivel muestreado SPD-0125 se encuentra a 125 cm).

Para la datación se recurrió a 14C, U/Th, racemización de aminoácidos y paleomagnetismo (Fig. 4.2). Para el estudio paleoambiental se recurrió a las técnicas siguientes: CHN, $\delta^{13}\text{C}$ materia orgánica y biomarcadores.

4.3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.3.1 CONCENTRACIÓN DE CARBONO ORGÁNICO TOTAL (%TOC)

En muchos niveles del final del sondeo de Padul existe una baja concentración de carbono orgánico, menos del 0.5%, (metros 106.8; 106.4-104.6; 101.20; 100.8; 100.4; 98.0; 97.6-96.4; 85.6; 80.9-80.7; 78.7-78.0; 71.4; 70.2-70.0). Son muestras en las que predomina

minan los sedimentos detríticos (lutita, grava, marga) con alguna intercalación de turba. Esto indica la existencia de un cuerpo de agua de cierta profundidad. Además hay un importante contenido de mica y arenas de grano grueso constituidas por fragmentos de rocas metamórficas procedentes de depósitos detríticos del Plioceno de áreas cercanas, lo que sugiere una escorrentía superficial a la cuenca de Padul mayor que la actual.

Un súbito aumento del valor de %TOC desde el metro 70 marca un cambio importante en el registro sedimentario, con una predominancia de lutitas turbosas (entre los metros 70-50) y turba (desde el metro 50 al 0). Sin embargo, hay algún mínimo en el %TOC, que se relaciona con horizontes de margas (metros 36.0-33.4) o arenas (metros 7-4.5).

Esta correspondencia existente entre la concentración del carbono orgánico total y la litología se puede interpretar en términos de comportamiento hidrogeológico. Durante el primer tercio del sondeo (metros 107-70) hubo un cuerpo lacustre, probablemente asociado con una escorrentía considerable, mientras que en los 70 metros superiores las condiciones fueron palustres (turbera s.s.) con un predominio de recarga subterránea.

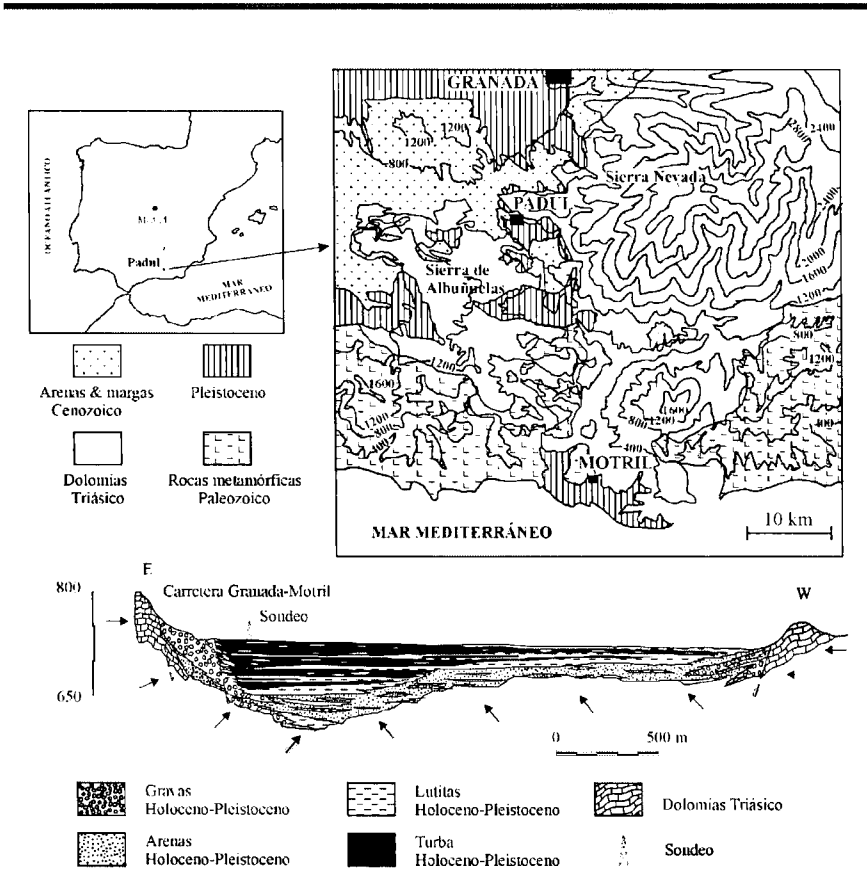


Figura 4.1. Situación geográfica y geológica de la turbera de Padul. Las direcciones de flujo del agua subterránea se han representado con flechas.

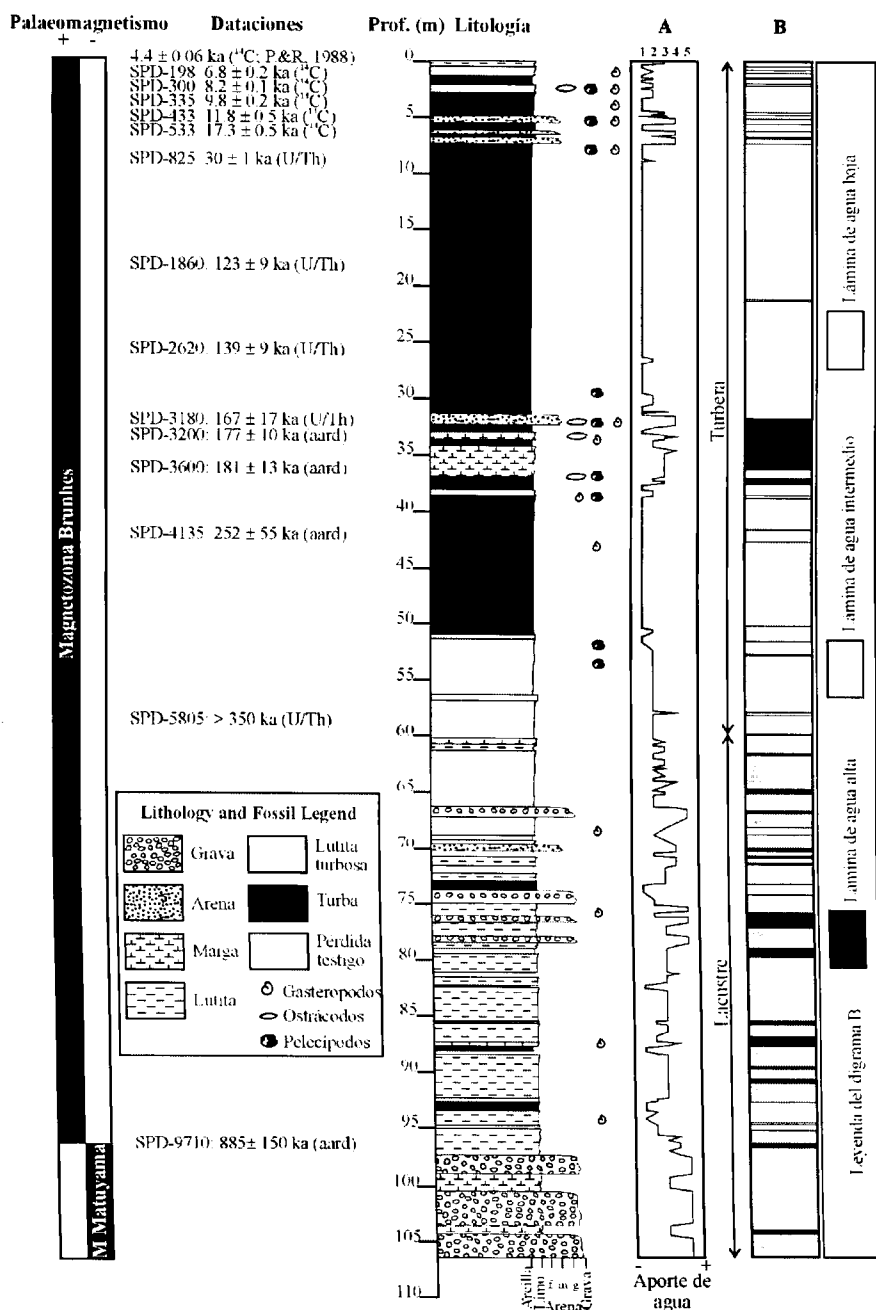


Figura 4.2. Cronoestratigrafía del sondeo de Padul. Debido a las limitaciones del dibujo, algunas dataciones de ¹⁴C no se han representado (SPD-0213: 7220 ± 190 ka; SPD-0335: 9019 ± 241; SPD-0345: 9021 ± 245, SPD-0407: 11329 ± 213).

4.3.2 RELACIÓN H/C

La relación H/C se encuentra en Fig. 4.3 en las que se han representado los valores límite que definen a los diferentes grupos (0.8, 1.3 y 1.7).

De acuerdo con el log de la relación H/C (Fig. 4.3), desde el metro 107 al 60 hay una dominancia de material orgánica derivada de fitoplancton (valores superiores a 1.7), con algunos descensos donde se alcanzan valores característicos de plantas terrestres (metros 95.5-94.5; 93.9-93.7; 93.3-93.1; 90.5; 88.5-88.3; 85.2; 73.9; 73.5; 70.4; 66.2; 65.6; 65.3; 64.7; 63.9). Sin embargo, los valores de la relación H/C de algunos niveles de esta parte del sondeo pueden ser artificialmente altos ya que la concentración del carbono orgánico es baja y la materia orgánica podría proceder de otras fuentes.

Los altos valores existentes en la base del sondeo también indican la buena preservación de la materia orgánica (Talbot y Livingstone, 1989) en un ambiente pobre en oxígeno (lacustre). En algunos casos, la relación H/C disminuye por debajo de 0.8, lo que indica oxidación o alteración de la materia orgánica y, generalmente, corresponde a niveles de gravas (metros 66.8-65.7; 74.1; 97.8) o lutitas (94.3-94.1; 93.5; 79.9; 79.1; 77.8; 68.7-68.3).

En funcionamiento de la cuenca de Padul cambió radicalmente en los 60 metros superiores, en los que la relación H/C marca una predominancia en el aporte de la materia orgánica procedente de plantas terrestres (valores entre 0.8 y 1.7), sugiriendo la existencia de episodios de pequeña lámina de agua (palustres). Hay, sin embargo, ocho episodios que indican un aumento de la lámina de agua (metros 58.1; 51.2; 50.5; 42.7; 36.0-33.6; 7.1; 6.7-6.1; 5.5-4.6). En cuatro de ellos (36.0-33.6; 7.1; 6.7-6.1; 5.5-4.6) se registra un cambio litológico (margas y calciarenitas).

Los valores de la relación H/C varía poco desde el metro 33.4 hasta el techo del sondeo. Gran parte de los valores se encuentran por debajo 1.3, valor límite que marca la separación de la materia orgánica derivada de plantas terrestres (0.8/C.3) o herbáceas (1.3/C.7).

Las oscilaciones son más frecuentes desde el metro 60 al 36.0 (ca. 400-180 ka B.P.): hay una predominancia de valores de H/C característicos de plantas herbáceas (metros 60.4-59.8; 55.1-52.2; 50.3-49.7; 47.7-47.5; 42.5; 41.5; 40.2-40.0; 37.2-37.0 y 36.6), alternando con valores típicos de plantas leñosas. Hay solamente cuatro episodios (metros 58.1; 51.2; 50.5; 42.7) en los que abunda el fitoplancton. Esto podría estar relacionado con oscilaciones en la recarga. Durante los periodos más húmedos la cubierta arbórea se expandiría, mientras que en los episodios más secos aumentaría la cubierta herbácea. Sin embargo, esto debe analizarse en detalle ya que en los alrededores de la cuenca de Padul hay algunas especies de *Pinus* y *Quercus* de hoja perenne típicos de áreas con bajas tasas de precipitación y temperaturas cálidas (clima mediterráneo).

Existe una buena correspondencia entre los valores de la relación H/C característicos de plantas leñosas y la predominancia de los alcanos C_{27} y C_{29} , típicos de árboles (Cranwell, 1973). Sin embargo, hay muestras en las que estos alcanos predominan mientras que

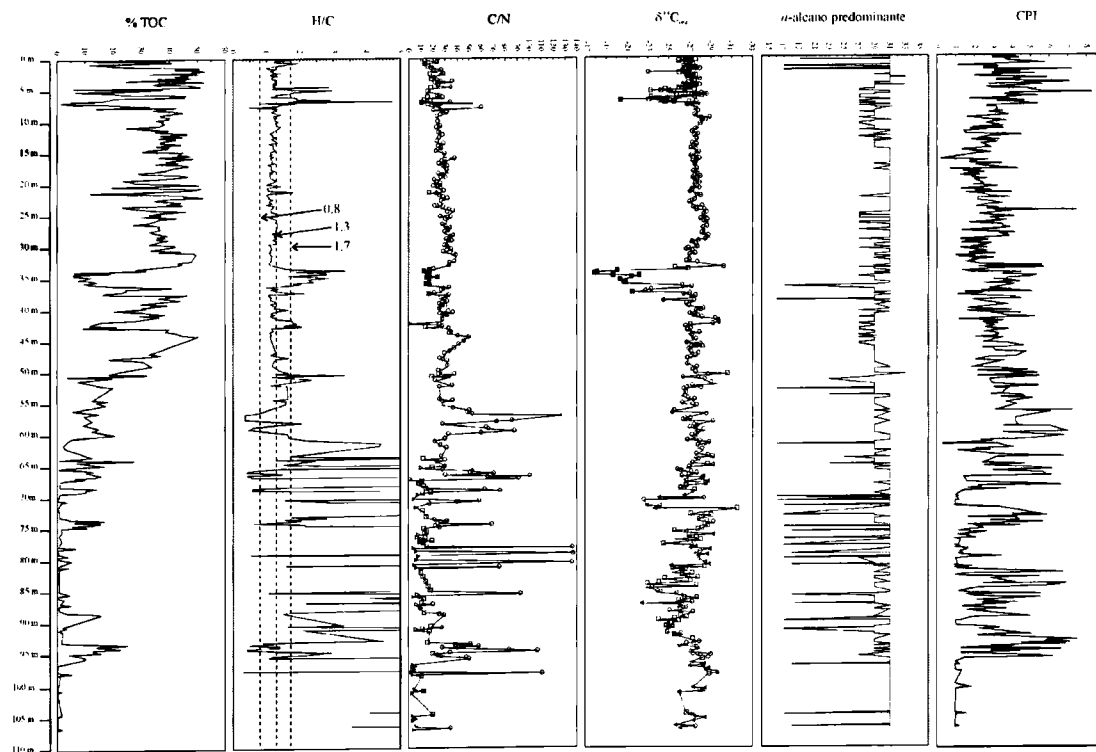


Figura 4.3. Concentración de carbono orgánico (%TOC), H/C, C/N, $\delta^{13}\text{C}$, CPI y cadena predominante de n-alcenos en el sondeo de Padul. La relación de H/C se ha representado hasta valores de 5, y se han indicado los valores frontera de diferentes grupos (0.8; 1.3 y 1.7). En los logs de $\delta^{13}\text{C}$ y C/N, las muestras se han diferenciado de acuerdo con los grupos establecidos en la Fig. 4.4 (Grupo 1: triángulos, Grupo 2: cuadrados, Grupo 3: cuadrados negros, Grupo 4: círculos).

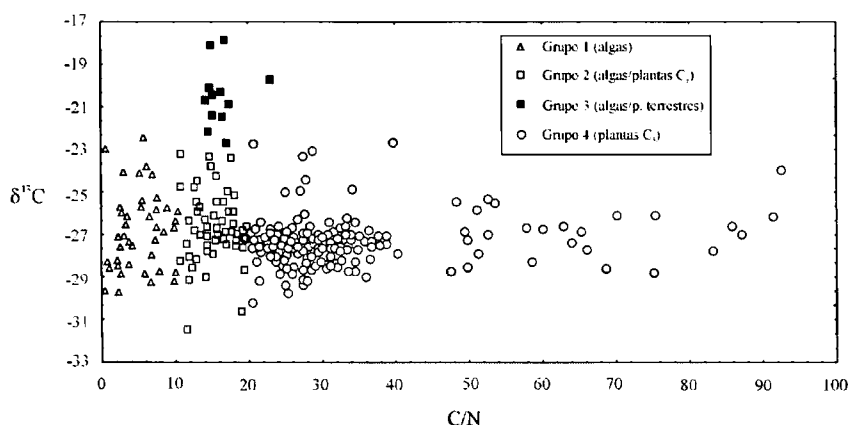


Figura 4.4. Gráfico $\delta^{13}C_{org}$ vs. C/N. Se han distinguido cuatro grupos: Grupo 1 (algas), Grupo 2 (algas/plantas C_3), Grupo 3 (algas/plantas terrestres) y Grupo 4 (plantas C_3). La relación C/N se ha representado hasta valores de 100. Las muestras (7) con valores de C/N superiores a 100 tienen valores de $\delta^{13}C_{org}$ entre -28.5 y -27.10 pertenecen al grupo 4

otras variables indican otro origen de la materia orgánica. Esto se explica porque las macrofitas emergentes también maximizan en los alcanos C_{27} y C_{31} (Ficken *et al.*, 2000).

4.3.3 C/N E ISÓTOPOS ESTABLES DE CARBONO

Los logs con los valores de la relación C/N y la composición isotópica del carbono de la material orgánica ($\delta^{13}C_{org}$) se encuentran en las Fig. 4.3, mientras que en la Figura 4.4 se compara los valores de C/N y la $\delta^{13}C_{org}$. En función del origen principal de la materia orgánica se diferencian cuatro grupos: Grupo 1 (algas), Grupo 2 (origen mixto: algas/plantas C_3), Grupo 3 (algas-plantas terrestres) y Grupo 4 (plantas terrestres C_3). Las muestras de cada grupo se identifican con diferentes símbolos (Fig. 4.3).

Las muestras del Grupo 1 (algas), con valores bajos de C/N y $\delta^{13}C_{org}$ reflejarían períodos de aumento del aporte de agua lo que causaría un incremento del nivel de agua y “blooms” de fitoplancton. La mayor parte de las muestras pertenecientes a este grupo se localizan en los 65 metros inferiores del sondeo, excepto una situada en el metro 42.1. (Fig. 4.3). El modelo hidrológico para esta parte del registro sugiere que estas fases de incremento del nivel de agua estarían probablemente ligadas a episodios húmedos y templados con una escorrentía más elevada.

Sin embargo, muchas muestras con bajas concentraciones de carbono orgánico (señaladas con triángulos en la Fig. 4.3) quedan incluidos en este grupo aunque no se pueden interpretar como derivadas de algas lacustres debido a que sus valores de C/N son artificialmente bajos (Meyers, 2003). Esto podría explicarse por la metodología empleada

para eliminar el carbono inorgánico sedimento (HCl) que no elimina el nitrógeno. En gran parte de los sedimentos, la concentración de nitrógeno inorgánico es menor que la de nitrógeno orgánico (Müller y Mathesius, 1999), pero en sedimentos con una baja concentración de carbono orgánico (menor del 0.3%), como es el contenido de algunas de las muestras situadas en la parte inferior del sondeo de Padul, la proporción de nitrógeno inorgánico puede incluir nitrógeno residual por lo que la relación C/N podría estar desviada.

El Grupo 2 (origen mixto: algas/plantas C₃) tiene valores de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ típicos tanto de fitoplancton como de plantas C₃, y relaciones C/N comprendidas entre 10 y 20, que indica un origen mixto de los restos orgánicos. Probablemente refleja aportes de agua a la cuenca de Padul, aunque no tan importantes como en los niveles del Grupo 1, que causaron una producción algal notable y un aporte importante de plantas terrestres y acuáticas. De acuerdo a los diferentes escenarios hidrogeológicos de la parte superior e inferior del registro de Padul, se interpreta que cuando las muestras de este grupo se localizan en la parte inferior (65 m), reflejan un aumento de la profundidad del agua ligado a una mayor escorrentía y, por lo tanto, fases climáticas húmedas (Fig. 4.3). Por el contrario, cuando las muestras de este grupo se encuentran en los 65 metros superiores (Fig. 4.3), probablemente reflejen períodos cálidos-templados durante los cuales la fusión elevada de la cobertera nival de Sierra Nevada produjo una escorrentía y recarga subterránea mayores.

El Grupo 3 (algas-plantas terrestres) es más complicado de interpretar. Las muestras incluidas en este grupo se encuentran entre 36.0-33.6 m, y una en el metro 6.70 (Fig. 4.3). Los valores de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (-17 a -21 ‰) se encuentran entre los valores más comunes del fitoplancton (-20 a -30 ‰, Galimov, 1985) y plantas C₄ (-9 a -16 ‰; Tieszen *et al.*, 1979; O'Leary, 1981). Los valores de C/N oscilan entre 10 y 20, y podrían indicar un origen mixto de algas y residuos orgánicos pertenecientes a plantas C₄, aunque algunas plantas C₃ también podrían haber contribuido.

Este episodio, de acuerdo a nuestra interpretación, se relaciona con condiciones cálidas y secas. Esto podría haber causado un importante desarrollo tanto de fitoplancton en la turbera, como de herbáceas y arbustos de tipo C₄ en los márgenes. De hecho, muchos trabajos atribuyen los valores altos de la $\delta^{13}\text{C}$ presentes en la materia orgánica de lagos africanos al desarrollo de plantas C₄, principalmente herbáceas de sabana y arbustos, como resultado de un clima más seco y/o una menor $p\text{CO}_2$ (Hillaire-Marcel *et al.*, 1989; Talbot y Johannessen, 1992; Street-Perrott, 1994; Ficken *et al.*, 1998b; Huang *et al.*, 1999), aunque coincidiendo con fases frías (Last Glacial Age).

En nuestra opinión, las plantas terrestres que siguen la vía fotosintética C₄ no se debieron desarrollar tanto como para producir tal aumento en la composición isotópica del sedimento. Se trata de muestras singulares que no aparecen en otros niveles del sondeo. En el diagrama polínico no se observa una importante cantidad de polen de plantas C₄ en este tramo (*cf.* Florschütz *et al.*, 1971). Sin embargo, esta interpretación ha de tomarse con debido a los distintos mecanismos de cómo los proxies llegan a los sedimentos lacustres, p.e. el polen es transportado por el viento, mientras que los detritos orgánicos se generan en el propio medio o son transportados por corrientes de distancias cortas de

agua. Por otro lado, algunas macrofitas acuáticas pudieron contribuir a estos valores; de hecho, en índice *Paq* (empleado para determinar el aporte relativo de macrofitas acuáticas y plantas terrestres) de estas muestras está comprendido entre 0.25 y 0.6. Este rango de valores sugiere un importante desarrollo de macrofitas acuáticas emergentes y sumergidas/flotantes (Ficken *et al.*, 2000).

No obstante, un aporte de HCO_3^- disuelto (con $\delta^{13}\text{C} = 1\text{‰}$) por las algas, diatomeas y macrofitas acuáticas podría haber sido tal como para elevar la $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ a valores en el rango de la plantas C_4 o incluso un poco más altos (Keely y Sandsquist, 1992; Goericke *et al.*, 1994), debido a escasa disponibilidad de CO_2 disuelto, que se reduce en períodos de alta productividad (Hollander y McKenzie, 1991; Goericke *et al.*, 1994; Bernasconi *et al.*, 1997), con tasas de crecimiento bajas (Laws *et al.*, 1998) o en aguas en las que el HCO_3^- a CO_2 se mantiene alto por un pH alcalino (Espie *et al.*, 1991; Hassan *et al.*, 1997; Laws *et al.*, 1998).

Las muestras del Grupo 3 tienen valores relativamente altos de la relación H/C, confirmando que existió un importante desarrollo de algas. En casos como estos, la eliminación de CO_2 por parte de las algas (alta productividad primaria) produce la precipitación de la calcita mediante un descenso del CO_2 del agua (Hodell y Schelske, 1998; Hodell *et al.*, 1998), como en el tramo 36.0-33.6 m, que está constituido principalmente por margas. También la precipitación de CaCO_3 se induce por un calentamiento de las aguas superficiales. En estos casos, el fitoplancton de agua dulce presenta un amplio rango de valores de la $\delta^{13}\text{C}$ (desde -10 a -47‰), en el que la química del agua, la reserva de carbono orgánico disuelto y los mecanismos de adquisición de carbono tienen una gran influencia en la composición isotópica del carbono (Tyson, 1995). En resumen, el posible descenso de CO_2 pudo favorecer la incorporación de bicarbonato disuelto (con valores más altos de la $\delta^{13}\text{C}$) por parte de las algas y macrofitas en lugar del CO_2 limitante, de la manera propuesta por Laws *et al.* (1998).

Con estas premisas, los altos valores de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ entre los metros 36.0 y 33.6 (*ca.* 180 a 170 ka B.P.) se relacionarían con un óptimo climático en el que la nieve de las montañas cercanas se fundió alcanzando la turbera de Padul a través de flujo subterráneo, causando un incremento del nivel de agua, así como en la concentración del HCO_3^- disuelto (disolución de dolomías) y el desarrollo de fitoplancton.

Finalmente, los valores de C/N y $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ del Grupo 4 son característicos de plantas de tipo C_3 (Filley *et al.*, 2001; Meyers, 2003). Sin embargo, también pueden ser característicos de macrofitas acuáticas (Müller y Mathesius, 1999).

En la Figura 4.3 se observa que en la base del sondeo (>metro 65) las algas fueron fuente mayoritaria de materia orgánica (predominancia de muestras del Grupo 1). Esto sugiere que el cuerpo de agua era más profundo que en el tramo medio y superior del registro, en el que las condiciones palustres predominaron. Sin embargo, las muestras del Grupo 1 con concentraciones bajas de carbono orgánico (triángulos) no se pueden interpretar como procedentes de fitoplancton. Estos resultados coinciden con los obtenidos a partir de la litología, el %TOC y la relación H/C, aunque hay un desfase en la parte final de este período de alrededor de cinco metros (65-60). Además, hay algunos episodios con presencia de materia orgánica derivada mayoritariamente de plantas terrestres, que

se correlaciona con descensos en la relación H/C (Fig. 4.3). En resumen, restos de vegetales terrestres que llegaban a la cuenca de Padul pertenecían a plantas C₃ y hay algún episodio con una importante cubierta vegetal (C/N>>).

Entre los metros 60.0 y 36.0 (*ca.* 400-180 ka B.P.), la mayor parte de las muestras se incluyen en el Grupo 4 con algunos episodios que indican un mayor desarrollo de algas y fitoplancton (metros 58.1; 51.2; 50.5 y 42.7) tal y como se interpreta a partir de la relación H/C.

En el resto del sondeo existe también una correlación entre las oscilaciones observadas en el log de H/C y los valores de C/N y $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$. El aumento del nivel de agua registrado en las muestras del Grupo 3 (36.0-33.6 y 6.7 m) también se refleja en el log de H/C (Fig. 4.3). Además, dada la buena correspondencia entre la litología del sondeo de Florschütz *et al.* (1971) y el nuestro (Nestares y Torres, 1998), se pueden observar coincidencias entre la palinología y nuestro estudio. En el tramo comprendido entre los metros 38.0-34.0 hay un descenso importante de *Artemisia* y *Chenopodiaceae* junto con un aumento de *Quercus*, lo que indica condiciones climáticas benévolas.

Los cambios climáticos globales ocurridos entre *ca.* 170 y 25 ka B.P. (desde el metro 33.6 al 7) no afectaron de forma importante a algunos de los indicadores paleoambientales como las relaciones H/C y C/N y la $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ cuyos valores varían muy poco, excepto en el metro 21.2 en el que los valores de C/N y la $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ se incluyen dentro del Grupo 2, la relación H/C aumenta y la concentración de carbono orgánico descende. Esto se interpreta como un aumento en el nivel de agua de la turbera. Sin embargo, el diagrama polínico de Florschütz *et al.* (1971) indica cambios importantes entre los metros 20-25.

En la parte alta del sondeo (aproximadamente los últimos 7 metros), hay muchas muestras pertenecientes al Grupo 2 (algas-plantas C₃), indicando variedad de fuentes de materia orgánica alternando con otras del Grupo 4 (plantas C₃). Las variaciones de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ entre los metros 6.7 y 4.5, con una máxima diferencia de 5 ‰ (-23.3 a -28.3 ‰) son muy importantes. Estas diferencias están indiscutiblemente relacionadas con cambios importantes en la vegetación, aunque siempre en el rango de las plantas de tipo C₃, ligadas al Último Máximo Glaciar y el comienzo del Holoceno (Fig. 4.3).

Las muestras con valores más bajos de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (metros 6.9-6.7; 5.9-5.6 y 4.6) se incluyen en el Grupo 4 y coinciden con valores de la relación H/C comunes en hierbas (1.3<H/C<1.7) y con cadenas predominantes de alcanos de 31 átomos de carbono, típicas de herbáceas (Cranwell, 1973). Existe también una buena correspondencia entre nuestra interpretación y el estudio polínico de Valle *et al.* (2003): las asociaciones polínicas y los indicadores geoquímicos orgánicos proporciona información de cambios climáticos importantes desde el tramo 7.25-6.65 m, con condiciones glaciares (evento Heinrich H2), hasta el metro 6.65 en el que el clima mejoró. En nuestra opinión, estas muestras indican fases frías coexistentes con períodos secos que produjeron la retracción de los bosques templados y el desarrollo de herbáceas (*Artemisia* y *Chenopodiaceae*, *cf.* Valle *et al.*, 2003). Después de estos períodos, tanto la temperatura como las precipitaciones aumentaron, produciendo la expansión de bosques templados y un incremento del nivel de agua, con una producción importante de algas. Estos últimos episodios se caracterizan por la existencia de muestras del Grupo 2 (algas y plantas C₃) y Grupo 3,

que coinciden con valores de H/C característicos de fitoplancton o árboles, y alcanos predominantes de C_{27} o C_{29} , típicos de árboles (Cranwell, 1973).

4.3.4 BIOMARCADORES (N-ALCANOS)

Los alcanos son menos susceptibles de sufrir degradación bacteriana durante la diagénesis que la mayor parte de restantes compuestos orgánicos debido a que no tienen grupos funcionales que les proporcionen reactividad química (Prahl y Carpenter, 1984; Meyer *et al.*, 1995), y a que tienen una baja solubilidad en el agua. Constituyen una pequeña fracción de la materia orgánica total contenida en los sedimentos pero la degradación de otros compuestos puede hacer que aumente su presencia relativa en comparación con la abundancia de otros biomarcadores (Tenzer *et al.*, 1999).

Los alcanos presentes en el sedimento reflejan principalmente la contribución de algas, macrofitas acuáticas y plantas terrestres. Permanecen inalterados durante su paso a través del sistema digestivo de los animales y la contribución de alcanos procedentes de animales u hongos a los sedimentos es despreciable (Ficken *et al.*, 1998a).

Cada muestra puede caracterizarse por una cadena de n-alcenos predominante, la cual indica la importancia del aporte de cada uno de los grupos diferenciados.: 1) Plantas inferiores (algas y microorganismos) que habitan en el lago, 2) macrofitas acuáticas que viven el lago, y 3) plantas superiores terrestres.

En el fitoplancton dominan alcanos de bajo peso molecular: C_{17} para las algas y C_{19} para algunas cianobacterias (Gelpi *et al.*, 1970; Blumer *et al.*, 1971; Cranwell *et al.*, 1987). La dominancia de alcanos de cadena par comprendidos entre C_{14} y C_{22} se asocia a un aporte mayoritario de bacterias (Han y Calvin, 1969; Han *et al.*, 1980; Grimalt y Albaiges, 1987).

Las macrofitas subacuáticas y flotantes maximizan en los alcanos C_{21} , C_{23} y C_{25} (Cranwell, 1984, Ogura *et al.*, 1990, Viso *et al.*, 1993). Las macrofitas emergentes tienen una distribución de alcanos similar a la de las plantas terrestres, es decir, maximizan en los alcanos C_{27} y C_{29} (Cranwell, 1984).

Las plantas vasculares terrestres o que colonizan los alrededores de los lagos contienen una importante proporción de alcanos de cadena larga, C_{27} , C_{29} y C_{31} en sus recubrimientos cerosos epicuticulares (Eglinton y Hamilton, 1963, 1967; Eglinton y Calvin, 1967; Cranwell *et al.*, 1987, Rieley *et al.*, 1991), y su abundancia refleja la cantidad de materia orgánica transportada a los lagos desde los alrededores. No obstante se puede hacer una diferenciación más específica: cuando las herbáceas son predominantes, el alcano C_{31} es el más abundante, mientras que los alcanos C_{27} y C_{29} son más abundantes en árboles (Cranwell, 1973). Recientemente en el L.E.B. se han analizado hojas y acículas de pino de plantas actuales (Tabla 4.1), gran parte de ellas presentes en la cuenca de Padul observándose resultados similares, maximizando dos de ellas (*Juniperus communis* –enebro y *Olea europaea*–olivo en el alcano C_{33}).

Como en los primeros estadios tafonómicos de los organismos predominan las cadenas de n-alcenos con un número impar de átomos de carbono, los valores de CPI (índice de

preferencia de carbonos) son mayores que 1, tendiendo durante la diagénesis, a alcanzar un valor final de 1 (Killops y Killops, 1993). Esto se debe a que la predominancia disminuye al generarse, por rotura de cadenas en la diagénesis, un mayor número de *n*-alcanos sin predominancia par ni impar de átomos de carbono, con lo que se equilibra la cantidad de cadenas impares y pares. Sin embargo, este índice no siempre se puede emplear como indicador de la preservación de la materia orgánica ya que valores cercanos a 1 pueden indicar también una muestra inmadura con un aporte poco significativo de plantas superiores.

El log con la cadena predominante de alcanos de las Fig. 4.3, permite definir el origen del aporte de la materia orgánica (algas, macrofitas acuáticas o plantas terrestres) (Cranwell *et al.*, 1987; Ficken *et al.*, 2000), y la variación a lo largo del tiempo de la profundidad de la lámina de agua.

TABLA 4.1.

***n*-ALCANO PREDOMINANTE EN HOJAS Y ACÍCULAS DE PINO DE DIFERENTES PLANTAS ACTUALES DE ESPAÑA., Y PORCENTAJE RELATIVO DE LOS ALCANOS C₂₇, C₂₉ Y C₃₁.**

Nombre científico	Nombre común	<i>n</i> -alcano predominante	%C ₂₇	%C ₂₉	%C ₃₁
<i>Castanea castanea</i>	Castaña	27-29	41	41	18
<i>Quercus robur</i>	Roble	27	42	40	18
<i>Juglans regia</i>	Nogal	31	24	30	46
<i>Olea europaea</i>	Olivo	33	14	35	51
<i>Quercus ilex</i>	Encina	29	35	36	28
<i>Populus nigra</i>	álamo	27	50	44	6
<i>Pinus pinaster</i>	Pino marítimo	29	37	46	17
<i>Pinus nigra</i>	Pino negro	27	46	34	20
<i>Pinus halepensis</i>	Pino halepensis	29	9	60	31
<i>Juniperus communis</i>	Enebro	33	10	24	66
<i>Ulex europaeus</i>	Acebo	31	16	31	52
<i>Artemisia arborea</i>	Artemisa	31	22	41	37
<i>Juncus maritimus</i>	Junco	29	31	53	16
<i>Phragmites communis</i>	Junco	29	35	43	22
<i>Stipa tenacissima</i>	Esparto	31	8	35	57

En ocasiones, especialmente en las turberas, a pesar de la presencia de especies de plantas dominadas por alcanos de cadena corta, estos últimos son componentes menores o están ausentes en los cromatogramas, lo que indica una eliminación diagenética selectiva de alcanos de bajo peso molecular que se traduce en perfiles con predominancia de alcanos C_{27} o C_{31} (Lehtonen y Ketola, 1993; Ficken *et al.*, 1998a). No es este el caso de la turbera de Padul. Los valores de H/C, que también se emplean para determinar la preservación de la materia orgánica, están por debajo de 0.8 en pocos casos. Además, a partir de los valores del CPI, gran parte de ellos son mayores de 1.5. Por lo tanto, se puede concluir que ha existido una escasa eliminación de compuestos orgánicos durante el transporte o después de su depósito.

La predominancia de alcanos de bajo peso molecular en la parte baja del sondeo (metro 70) indica que la fuente principal de la materia orgánica fueron algas y bacterias (Gelpi *et al.*, 1970; Blumer *et al.*, 1971; Cranwell *et al.*, 1987). Esto confirma que el cuerpo de agua tenía una cierta profundidad. Hay también un número importante de muestras que indican un origen diferente de la materia orgánica (plantas terrestres o macrofitas acuáticas) con predominancia de los alcanos C_{27} a C_{31} (Cranwell, 1973).

Mediante la cadena predominante de alcanos, se puede identificar el origen de muestras con bajas concentraciones de carbono orgánico. Así, las muestras con predominancia de alcanos de bajo peso molecular derivan del fitoplancton (104.6; 96.8; 85.6; 80.9; 71.4; 70.1), mientras que en las muestras restantes la materia orgánica procede de otras fuentes (macrofitas o plantas terrestres).

Entre los metros 70 y 65 predomina el alcano C_{31} , lo que indica un aporte mayoritario de herbáceas, con tres episodios en los que el alcano C_{29} es abundante. Esto indica la existencia de condiciones ambientales secas que produjeron la retracción de árboles y la expansión de herbáceas.

En la parte baja y media del sondeo, la predominancia de los alcanos C_{27} , C_{29} y C_{31} (Fig. 4.3) podría estar relacionada con un aporte importante de árboles o herbáceas, aunque también puede indicar fases de alto nivel de agua, ya que las macrofitas emergentes generalmente también maximizan en alguno de estos alcanos (Ficken *et al.*, 2000). Hay alguna excepción, como entre los metros 36.0 y 33.6, donde los alcanos de bajo peso molecular, típicos del fitoplancton, son predominantes. Esto corrobora la información proporcionada por otros indicadores tal y como se ha discutido anteriormente. Hay también algunas muestras en las que el alcano C_{33} , característico de *Juniperus* y *Olea* (ver Tabla 4.1; Ficken *et al.*, 2000), es el predominante.

En la Figura 4.5 se han representado los porcentajes relativos de los alcanos C_{27} , C_{29} , y C_{31} respecto a la suma total $C_{27} + C_{29} + C_{31}$ a lo largo del sondeo de Padul, en la que se observan más oscilaciones que las presentes en otros logs como el H/C, C/N y $\delta^{13}C_{org}$.

Schwark *et al.* (2002) proporcionaron la distribución de los alcanos C_{27} , C_{29} y C_{31} en plantas actuales, observándose que dos especies de *Artemisia* tienen una alta concentración del alcano C_{31} , seguido de un 40-50% del alcano C_{29} y muy pequeñas cantidades del alcano C_{27} . Las especies de pino de clima frío (*Pinus nigra* y *Pinus cembra*) presentan una mayor abundancia del alcano C_{31} , mientras que otros pinos están enriquecidos en el

alcano C₂₉. Por lo general, los árboles de hoja caduca presentan máximos en el alcano C₂₇. Análisis de plantas actuales realizados en el LEB muestran resultados similares (Tabla 4.1): los árboles de hoja caduca maximizan en el alcano C₂₇, mientras que las hierbas lo hacen en el alcano C₃₁ y los pinos lo hacen en el alcano C₂₉. Así, un predominio del alcano C₂₉ se atribuye a un incremento de coníferas, aunque también podría indicar el establecimiento de asociaciones de diversos árboles de hoja caduca (Harwood y Russell, 1984; Prasad y Güzl, 1990; Rieley *et al.*, 1991).

Por lo tanto, los porcentajes relativos de los alcanos C₂₇, C₂₉ y C₃₁ se asocian generalmente a la disponibilidad de agua (episodios húmedos-secos). La predominancia del alcano C₂₇ se atribuye a la colonización de la zona por parte de árboles de hoja caduca y, por lo tanto, la existencia de condiciones más húmedas, (pudiendo estar ligadas a condiciones cálidas o frías). Por otro lado, una predominancia del alcano C₃₁ en los sedimentos se asocia a fases secas con un importante desarrollo de herbáceas. De hecho, la *Artemisia*, típica de climas áridos, se encuentra tanto en norte Europa como en las localidades áridas/semiáridas de Andalucía.

El alto valor negativo del coeficiente de correlación obtenido entre los porcentajes de los alcanos C₂₇ y C₃₁ a lo largo del sondeo de Padul se relaciona con fases húmedas/secas. El alcano C₂₉ se comporta de manera independiente respecto al alcano C₂₇, pero no tiene una correlación tan negativa con el porcentaje del alcano C₃₁. Estos resultados sugieren que la contribución del alcano C₂₉ se puede atribuir únicamente a variaciones en la densidad de coníferas en la cuenca y no al establecimiento de asociaciones de árboles de hoja caduca más o menos densas.

En la fig. 4.5, se observan numerosas oscilaciones en las curvas de los porcentajes relativos de los alcanos de alto peso molecular. Sin embargo, para interpretar estos cambios como variaciones climáticas se ha realizado un suavizado de los valores de los porcentajes relativos de los alcanos C₂₇, C₂₉ y C₃₁ (modelo lineal calculando cada nuevo valor en función de los 5 más cercanos) (Fig. 4.6). Además, con esta transformación disminuyen los efectos ligados a artefactos analíticos. Con esta transformación matemática los eventos paleoclimáticos cortos pueden quedar enmascarados pero definirán episodios largos de estabilidad climática relativa.

De acuerdo con estas curvas suavizadas, se distinguen episodios paleoambientales de alternancia de condiciones más secas (D) y más húmedas (H) (Fig. 4.6).

Los porcentajes relativos de los valores suavizados del porcentaje del alcano C₂₇ son menores que los del alcano C₃₁, excepto entre los metros 35 y 30 en los que son similares, y entre los metros 50-40 y 13-7, en los que el porcentaje del alcano C₂₇ es mayor. Esto indica que las herbáceas fueron casi predominantes en los alrededores de la cuenca de Padul a lo largo del último 1 Ma, aunque siempre hubo árboles de hoja caduca. Las coníferas, que generalmente maximizan en el alcano C₂₉, tuvieron una presencia importante en la zona. Por otro lado, entre los metros 50-40, 35-30 y 13-6 hubo una expansión de bosques de árboles de hoja caduca.

La descripción de los diferentes episodios establecidos a lo largo del sondeo de Padul se encuentra a continuación. Para una mayor precisión, la edad de la parte superior del

sondeo (15 metros) se estableció usando las dataciones numéricas entre los intervalos considerados.

EPISODIO SECO 1

(METROS 107.0-99.0;>CA. 880 KA B.P.)

Desde el final del sondeo de Padul hasta el metro 99.0 el porcentaje del alcano C_{27} es bajo mientras que el porcentaje del alcano C_{31} es alto, alcanzando valores alrededor del 50%. Se interpreta como una instalación de condiciones secas, con predominio de vegetación esteparia y pocos árboles de hoja caduca. Estas condiciones cambian progresivamente a otras ligeramente más húmedas hacia el final de este Episodio (el porcentaje del alcano C_{27} aumenta mientras que el porcentaje del alcano C_{31} disminuye).

EPISODIO HÚMEDO 1

(METROS 99.0-84.0; CA. 880 KA B.P. – CA. 630 KA B.P.)

En este Episodio se observan valores altos del porcentaje del alcano C_{27} , casi un 10% más alto que los que aparecen entre los metros 107-99. Está acompañado con un descenso pronunciado (ca. 20 %) en el porcentaje de C_{31} y un ligero descenso del porcentaje del alcano C_{29} (10%). Estos valores indican un desarrollo de bosques, incluyendo pinos, a expensas de un retroceso de hierbas, lo que indica condiciones más húmedas que durante el Episodio Seco 1. La falta de oscilaciones importantes sugiere estabilidad climática.

EPISODIO SECO 2

(METROS 84.0-68.0; CA. 630 KA B.P. – CA. 460 KA B.P.)

Su inicio se caracteriza por un brusco descenso del porcentaje del alcano C_{27} acompañado por un marcado incremento del porcentaje del alcano C_{31} . No obstante, se dan algunas oscilaciones que sugieren una menor inestabilidad climática. Tres de ellos están ligados a la instalación de condiciones secas, con un bajo porcentaje del alcano C_{27} y un alto porcentaje del alcano C_{31} (metros 84-82, 80-76, y 72-68; 630-600 ka B.P., 580-535 ka B.P., 495-460 ka B.P., respectivamente) que indican un importante desarrollo de las herbáceas, alternando con dos fases húmedas (metros 82-80 y 76-72; 600-580 ka B.P. y 535-495 ka B.P. respectivamente), con más cantidad de árboles de hoja caduca. En este último caso, se observa también un incremento del porcentaje del alcano C_{29} , lo que se interpreta como un ligero desarrollo de coníferas.

EPISODIO HÚMEDO 2

(METROS 68.0-62.0; CA. 460 KA B.P. – CA. 405 KA B.P.)

La transición hacia este corto episodio está marcada por un incremento del porcentaje del alcano C_{27} (alcanza el 32%) acompañado por un descenso de los valores del $\%C_{31}$. Esto indica una expansión de árboles de hoja caduca, lo que se liga a condiciones húmedas.

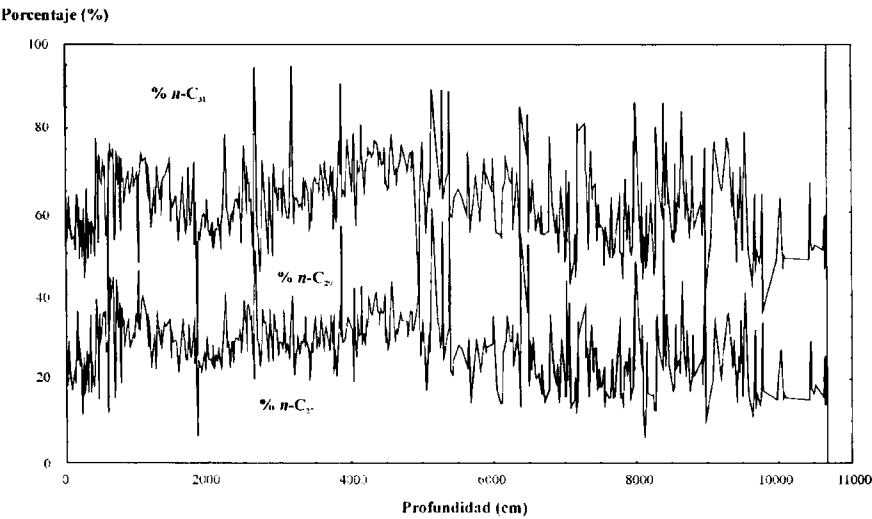


Figura 4.5. Porcentajes relativos de los alcanos de C_{27} , C_{29} , y C_{31} respecto a la suma total $C_{27} + C_{29} + C_{31}$ a lo largo del sondeo de Padul

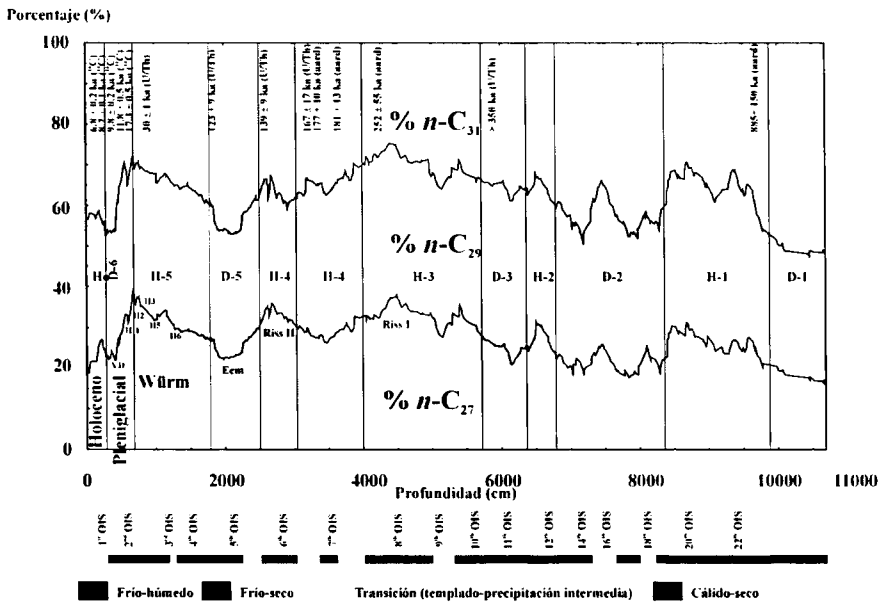


Figura 4.6. Curvas suavizadas de los porcentajes relativos de los alcanos de C_{27} , C_{29} , y C_{31} respecto a la suma total $C_{27} + C_{29} + C_{31}$ a lo largo del sondeo de Padul

EPISODIO SECO 3

(METROS 62.0-57.0; CA. 405 KA B.P. – CA. 360 KA B.P.)

Por el contrario en este episodio, el porcentaje del alcano C_{27} desciende y, de la misma manera, se aprecia un ascenso similar en los valores del porcentaje de C_{31} , lo que marca un episodio seco, con expansión de hierbas que predominarían sobre los árboles de hoja caduca.

EPISODIO HÚMEDO 3

(METROS 57.0-40.0; CA. 360 KA B.P. – CA. 235 KA B.P.)

Se trata de un largo período caracterizado por condiciones más húmedas, especialmente al final, con expansión de árboles de hoja caduca que dominan sobre las herbáceas. De hecho, se observa un aumento de *ca.* 15-20% en el porcentaje del alcano C_{27} respecto al intervalo anterior, alcanzando valores del 37%. También se aprecia una disminución similar en el porcentaje del alcano C_{31} que, en algunos casos, cae por debajo de % C_{27} . Sin embargo, existió un fase corta más seca entre los metros 52 y 50 (*ca.* 320-305 ka B.P.). El final de este Episodio (metros 50-40; *ca.* 305-235 ka B.P.), en el que se dieron las condiciones más húmedas a lo largo de 1 Ma en la cuenca de Padul, se podría correlacionar con el Riss I.

EPISODIO SECO 4

(METROS 40.0-30.0; CA. 235 KA B.P. – CA. 160 KA B.P.)

En este episodio se han diferenciado tres tramos en función de la litología. En el primero de ellos, turboso y situado entre los metros 40.0 y 36.0 (*ca.* 235 ka B.P. - 180 ka B.P.), hay un descenso en el porcentaje del alcano C_{27} y un aumento del porcentaje del alcano C_{31} (Fig. 4.6), que se interpreta como resultado de la retracción de la cubierta arbórea de hoja caduca a costa de una expansión de herbáceas, es decir, el tránsito de condiciones húmedas a secas. Se debe resaltar que existe un marcado ascenso del porcentaje del alcano C_{27} en el metro 38.70 seguido por un importante descenso de los valores en los metros 38.00-37.60.

El segundo tramo de este Episodio está comprendido entre los metros 36.0 – 33.6 (*ca.* 180 ka B.P. – *ca.* 170 ka B.P.) y está constituido por margas. El porcentaje del alcano C_{27} alcanza valores mínimos (Fig. 4.6) mientras que el porcentaje del alcano C_{31} presenta los valores más altos. Se interpreta como resultado de condiciones secas, lo que coincide con los datos proporcionados por indicadores geoquímicos. De hecho, los valores de H/C, C/N y $\delta^{13}C_{org}$ indican un aumento del nivel de agua en la cuenca debido al desarrollo de un clima cálido-templado que aceleró el deshielo en Sierra Nevada y que se reflejó en un incremento de la recarga subterránea en la turbera (cf. Ortiz *et al.*, 2004b). Esta fase se correlaciona con el episodio isotópico del oxígeno 7a (interglacial Riss I-Riss II).

El tercer tramo de este Episodio está comprendido entre el metro 33.6 y el 30.0 (*ca.* 170 ka B.P. – *ca.* 160 ka B.P.) y consiste en turba. Los porcentajes de los alcanos C_{27} y C_{31} aumentan mientras que el porcentaje del alcano C_{29} disminuye (Fig. 4.6). Esto indica

una menor cantidad de pinos y más herbáceas y otro tipo de árboles, lo que refleja el tránsito a condiciones más húmedas.

EPISODIO HÚMEDO 4

(METROS 30.0 – 25.0; CA. 160 KA B.P. – CA. 135 KA B.P.).

Desde el metro 30.0 hasta el final de este tramo, los porcentajes de los alcanos %C₂₇ y %C₃₁ tienen una covariación negativa muy alta. Mientras que el porcentaje del alcano C₂₇ se incrementa, el porcentaje del alcano C₃₁ disminuye (este es uno de los episodios donde el porcentaje del alcano C₂₇ supera al del alcano C₃₁). Hay un máximo del %C₂₇ en paralelo con un mínimo del %C₃₁ entre los metros 27 y 26.8 (ca. 150 ka B.P.) indicando la existencia de condiciones más húmedas que se pueden correlacionar con el episodio isotópico del oxígeno 6 (Riss II).

EPISODIO SECO 5

(METROS 25.0-18.0; CA. 135 KA B.P. – CA. 95 KA B.P.)

Entre los metros 25.0 y 22.5 (ca. 135 ka B.P. - ca. 125 ka B.P.) se observa un aumento progresivo del porcentaje del alcano C₃₁ (Fig. 4.6) acompañado del descenso del porcentaje del alcano C₂₇, indicando el tránsito a condiciones más secas.

Entre los metros 22.5 y 19.0 (ca. 125 ka B.P. – ca. 100 ka B.P.) el porcentaje del alcano C₃₁ alcanza un máximo (Fig. 4.6) conjuntamente con un mínimo en el porcentaje del alcano C₂₇. Se interpreta como resultado de la instalación de condiciones secas y cálidas que se correlacionan con el episodio isotópico del oxígeno 5 (Eemense).

EPISODIO HÚMEDO 5

(METROS 18.0-7.0; CA. 95 KA B.P.- CA. 25 KA B.P.)

La transición al último período glaciár se refleja por el aumento progresivo del porcentaje del alcano C₂₇, alcanzando valores del 40% al final de este episodio acompañado por un descenso de los valores del %C₃₁. Indica una expansión de árboles de hoja caduca y, en menor medida, coníferas, que predominan sobre las herbáceas. Este hecho aparece de forma muy marcada entre los metros 11.0 y 10.0 y entre 7.5 y 7.0 m. Estos porcentajes marcan la instalación de condiciones húmedas, probablemente ligadas a fases templadas-frías.

Para estudiar con mayor detalle las características del último tramo del registro de Padul, se han escogido las curvas no suavizadas (Fig. 4.7). Se aprecian episodios secos en los metros 12.6 (ca. 66 ka B.P.), 10.2 (ca. 48 ka B.P.), 9.0 (ca. 39 ka B.P.), 7.7 (ca. 28 ka B.P.) y 6.8 (ca. 23 ka B.P.), que se correlacionan con los Eventos Heinrich 6, 5, 4, 3 y 2, respectivamente. Parece que los Eventos Heinrich 6 y 5 son menos pronunciados que los otros.

EPISODIO SECO 6

(METROS 7.0-4.0; CA. 25 KA B.P.- CA. 10 KA B.P.)

Los importantes cambios ligados al último Máximo Glaciar y el comienzo del Holoceno (metros 7-4.5) quedan reflejados en los indicadores paleoambientales geoquímicos: las muestras con los valores más bajos de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ tienen valores altos de la relación C/N, los valores de H/C están comprendidos entre 1.3 y 1.7 y hay predominancia del alcano con 31 átomos de carbono. Esto representa el desarrollo de fases frías-secas con retracción de los bosques y la expansión de herbáceas entre los metros 6.9-6.7; 5.9-5.6 y 4.6. Después, tanto la temperatura como la precipitación aumentaron.

Existe una buena correspondencia entre estos resultados y las oscilaciones observadas en los porcentajes relativos de los alcanos C_{27} , C_{29} y C_{31} . De hecho, el tránsito del Episodio Húmedo 5 a los metros 7-4 está caracterizado por un descenso brusco de la concentración relativa del alcano C_{27} , acompañado por un aumento del porcentaje del alcano C_{31} , lo que representa un retroceso de los árboles de hoja caduca y la expansión de vegetación herbácea que coincidió con el desarrollo de un estrés hídrico en condiciones frías ligadas al final del último episodio glaciar.

Se interpreta que los mínimos observados en los metros 5.9 (ca. 18 ka B.P.) y 4.6 (ca. 12 ka B.P) en el perfil no suavizado (Fig. 4.7), se correlacionan con el Evento Heinrich 1 (último Máximo Glaciar) y el Younger Dryas, respectivamente. Después de estos cortos períodos, tanto la temperatura como la precipitación se recuperaron rápidamente, causando la expansión de árboles de hoja caduca y un incremento del nivel del agua, con una mayor producción de algas. Estos últimos episodios también se caracterizan por presentar valores intermedios de la relación C/N y de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ así como valores de H/C característicos de fitoplancton y predominancia de los alcanos C_{27} o C_{29} . De la misma manera, un episodio más húmedo tuvo lugar entre los Eventos Heinrich 2 y 1 (descenso del porcentaje del alcano C_{31} y aumento del C_{27}), en ca. 20 ka B.P. (metro 6.7), que también está reflejado en los bajos valores de la relación C/N y los altos de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (cf. Ortiz *et al.*, 2004b).

HOLOCENO

(4.0-0.0 ETRMOS; CA. 10 KA B.P.- CA. 4.5 KA B.P.)

Según Ortiz *et al.* (2004b) después del último Máximo Glaciar y el Younger Dryas, tanto la temperatura como las precipitaciones se recuperaron, causando la expansión de bosques templados y un aumento del nivel de agua, con una mayor producción de algas. Estos últimos episodios se caracterizan por presentar valores intermedios de la relación C/N y de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ así como valores de H/C característicos del fitoplancton. De la misma manera, la composición de los alcanos en los 4 metros superiores (ca. 10 ka B.P. a 4.5 ka B.P.) está dominada por los isómeros de cadena larga (C_{25} a C_{35}) con predominancia de cadenas impares, con algunas excepciones (metros 2.1, 2.0, 1.6, 1.5, 0.5) en las que el alcano C_{17} , predominante en el fitoplancton, es el más abundante, indicando un aumento del nivel de agua.

A partir del porcentaje relativo de los alcanos de alto peso molecular se obtienen conclusiones similares. El comienzo del Holoceno (4 metros superiores) queda marcado por una fase húmeda (aumento de %C₂₇ y descenso de %C₃₁) lo que produjo la recuperación de los árboles de hoja caduca y el retroceso de las herbáceas, seguido por una expansión de las coníferas desde el metro 2 hasta el techo del registro de Padul (Fig. 4.6).

Cabe mencionar un episodio seco caracterizado por un descenso brusco del porcentaje del alcano C₂₇ que tuvo lugar en el metro 2.5 (ca. 7.5-8 ka B.P.) (Fig. 4.7).

4.4. COMPARACIÓN CON EL REGISTRO DE LA CUENCA DE GUADIX-BAZA

Como se puede observar, existe una buena correspondencia general entre la interpretación climática de la curva suavizada de la $\delta^{18}\text{O}$ obtenida en la cuenca de Guadix-Baza y la de los perfiles suavizados de los porcentajes relativos de los alcanos C₂₇, C₂₉ y C₃₁. A continuación se describe la comparación entre ambas secuencias:

- ◆ El final del 2º Período Cálido y árido de la cuenca de Guadix-Baza se corresponde con el 1º Período Seco de la cuenca de Padul.
- ◆ El 3º Período Frío y Húmedo de la cuenca de Guadix-Baza se correlaciona con el 1º Período Húmedo de la cuenca de Padul.
- ◆ Los dos máximos de la curva suavizada de la $\delta^{18}\text{O}$ presentes en el 3º Período Cálido y árido de la cuenca de Guadix-Baza se correlacionan con el 2º Período Seco del registro de Padul.
- ◆ El máximo del 3º Período Cálido y Seco de la cuenca de Guadix-Baza se corresponde con el segundo mínimo de la curva suavizada del porcentaje del alcano C₂₇ perteneciente al 2º Período Seco de la cuenca de Padul (equivalente al segundo máximo en la curva suavizada del porcentaje del alcano C₃₁).
- ◆ El comienzo del 4º Período Frío y Húmedo de la cuenca de Guadix-Baza, caracterizado por un pequeño máximo en la curva suavizada de la $\delta^{18}\text{O}$ se correlaciona con el tercer mínimo de la curva suavizada de porcentaje del alcano C₂₇ incluido en el 2º Período Seco de la cuenca de Padul (equivalente al tercer máximo en la curva suavizada del porcentaje del alcano C₃₁).
- ◆ El mínimo de la curva suavizada de la $\delta^{18}\text{O}$ correspondiente al 4º Período Frío y Húmedo se correlaciona con el 3º Período Húmedo de la cuenca de Padul.
- ◆ El 4º Período Cálido y árido de la cuenca de Guadix-Baza se caracteriza por presentar importantes oscilaciones, todas ellas con equivalentes en el registro de la cuenca de Padul dentro del 3º Episodio Seco y el 3º Episodio Húmedo:
 - el primer máximo de la curva suavizada de la $\delta^{18}\text{O}$ (fase cálida y seca) se correlaciona con el 3º Episodio Seco de la cuenca de Padul.

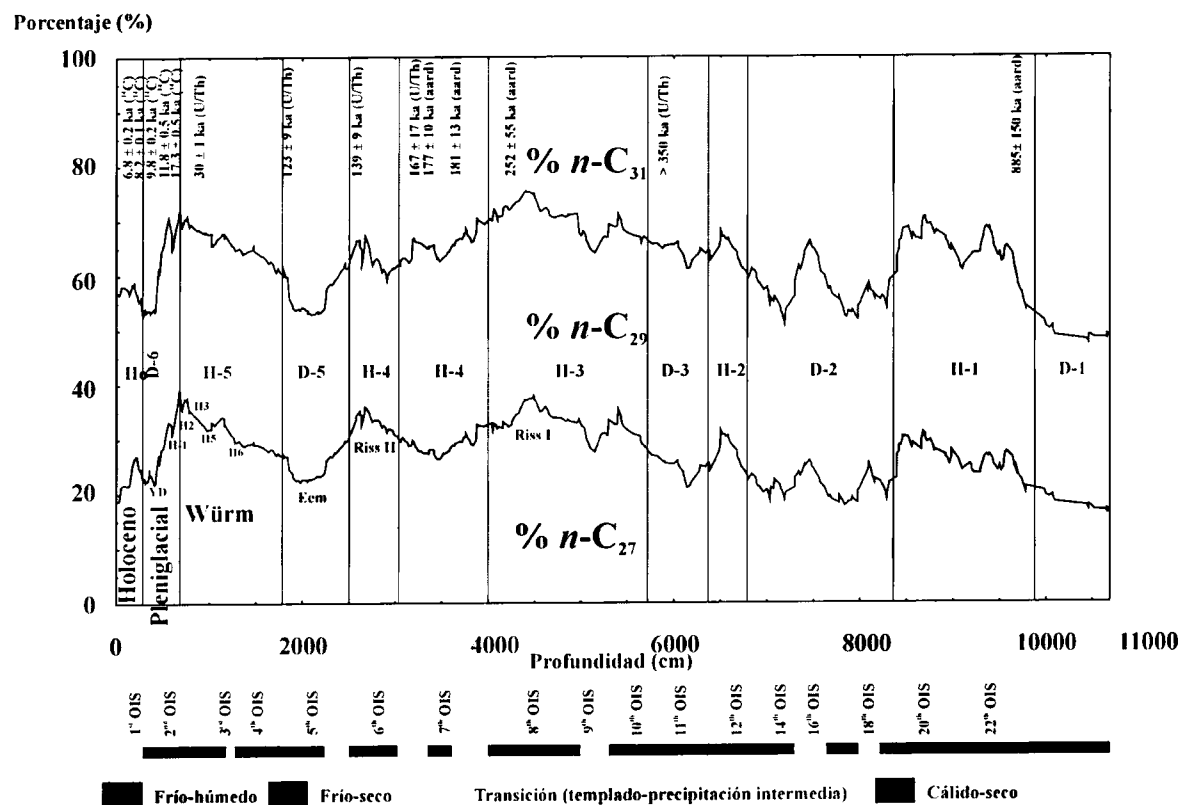


Figura 4.7. Detalle de los porcentajes relativos de los alcanos de C_{27} , C_{29} , y C_{31} , respecto a la suma total $C_{27} + C_{29} + C_{31}$, en los 20 metros superiores del sondeo de Padul con la interpretación ambiental

- los dos mínimos de la curva suavizada de la $\delta^{18}\text{O}$ (fases frías y húmedas) se correlacionan con los mínimos de la curva suavizada del porcentaje del alcano C_{27} observado en el 3^{er} Episodio Húmedo de la cuenca de Padul (equivalente al máximo de la curva suavizada del porcentaje del alcano C_{31}), datado entre ca. 340 y 270 ka B.P.
- los máximos de la curva suavizada de la $\delta^{18}\text{O}$ (períodos cálidos y secos) se correlacionan con los máximos de la curva suavizada del porcentaje del alcano C_{27} correspondiente al 3^{er} Episodio Húmedo de la cuenca de Padul (equivalente a los mínimos de la curva suavizada del alcano C_{31}), que, como se ha expuesto anteriormente reflejan fases más secas.

A partir de este estudio comparativo se observa que en la cuenca de Padul, los episodios más secos fueron acompañados de condiciones más cálidas, mientras que los episodios más húmedos coexistieron con fases más frías (Fig. 4.8). En algunos casos, tuvieron lugar condiciones templadas y de precipitación intermedia. Sin embargo, durante los períodos fríos Younger Dryas y los Eventos Heinrich, la aridez aumentó, como se puede interpretar a partir de los descensos bruscos en el porcentaje del alcano C_{27} y de los marcados aumentos en el porcentaje del alcano C_{31} . Esto coincide con los datos de las secuencias polínicas obtenidas en sondeos marinos perforados en las costas de España y Portugal (Sánchez Goñi *et al.*, 2002; Roucoux *et al.*, 2005) en los que los Eventos Heinrich y el Younger Dryas se caracterizan por una gran reducción de árboles de clima templado y la expansión de vegetación esteparia. A partir de estas consideraciones, se puede hacer una interpretación paleoambiental más detallada (Fig. 4.8), diferenciando cuatro escenarios principales: frío-húmedo, frío-seco, cálido-seco y templado-precipitaciones intermedias.

Así, en la cuenca de Padul, los Interglaciares e Interstadales se caracterizan por ser períodos secos, mientras que durante los Glaciares y Estadales, predominaron condiciones húmedas, con un comportamiento diferente al de norte y centro Europa. La razón hay que buscarla a la situación geográfica de la cuenca de Padul, en el dominio Mediterráneo y entre norte Europa y África, lo que hace que sea un área particular para el estudio de la evolución paleoclimática durante el Pleistoceno. La influencia tanto de la dinámica Mediterránea como la del Atlántico Norte en su temperatura y precipitación produjo efectos climáticos diferentes en la Iberia mediterránea que en norte Europa (*cf.* Pons y Reille, 1988; Valero-Garcés *et al.*, 1998, 2000; Millán *et al.*, 2005; Ortiz *et al.*, 2006). Mientras que en centro y norte Europa, se instalaron bosques durante los Interglaciares e Interstadales y plantas esteparias durante los Glaciares y Estadales (*cf.* de Beaulieu y Reille 1992; Reille y de Beaulieu, 1995; Urban, 1997; Reille *et al.*, 1998, 2000; Thieme, 1999) dada la proximidad al límite del área glaciario europeo, se produjo un comportamiento inverso en el sur de la Península Ibérica.

El descenso de la densidad arbórea y la expansión de herbáceas ocurrido durante los Eventos Heinrich reflejan que se trató de fases frías y áridas en el sur de la Península Ibérica, lo que concuerda con los resultados de Pailler y Bard (2002), Sánchez Goñi *et al.* (2002) y Roucoux *et al.* (2005). De hecho, los Eventos Heinrich se asocian a descargas masivas de icebergs en el Atlántico Norte (Heinrich, 1988; Bond *et al.*, 1992, entre

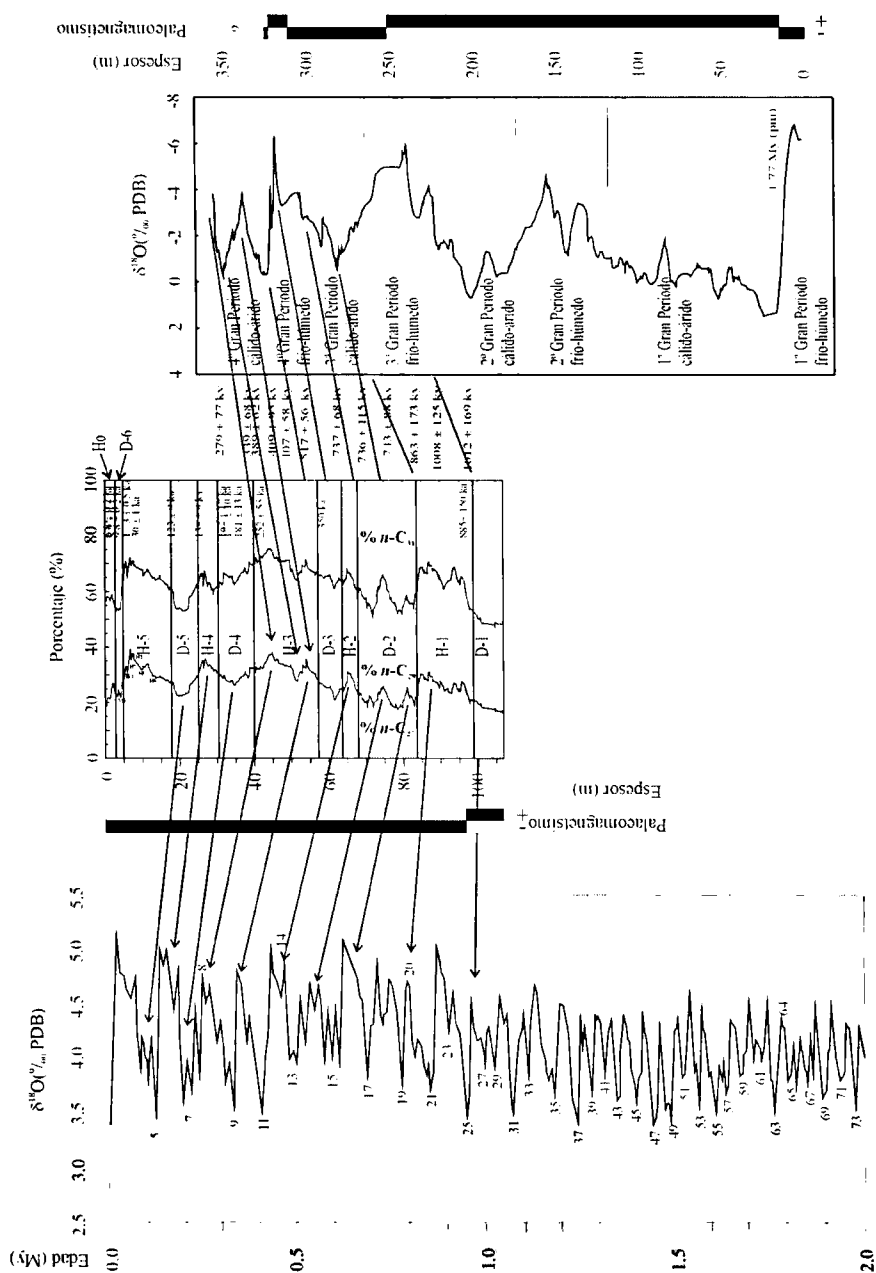


Figura 4.8. Correlación entre las secuencias de Padul y la cuenca de Guadix-Baza y el registro isotópico marino (Shackleton, 1995).

otros), que alcanzaron la costa oeste de la Península Ibérica, depositando en el fondo marino derrubios glaciares (Zahn, 1997; Cayre *et al.*, 1999; Cacho *et al.*, 2001; Roucoux *et al.*, 2001, 2005). Además, hay evidencias de incursiones de agua polar en el Mediterráneo a través del Estrecho de Gibraltar durante los Eventos Heinrich (Cacho *et al.*, 1999, 2000; Pérez-Folgado *et al.*, 2003) que produjeron un descenso en la temperatura de las aguas superficiales, así como un incremento de la aridez continental, tal y como se deduce de la expansión de vegetación esteparia (Sánchez Goñi *et al.*, 2002; Roucoux *et al.*, 2005).

Hay una buena correspondencia entre el registro de la cuenca de Padul y los estadios isotópicos del oxígeno (OIS) (Fig. 4.8), estando los eventos impares relacionados con los Episodios Secos, mientras que los OIS pares se correlacionan con los Episodios Húmedos.

ÚLTIMOS 100 KA B.P.

Según Mix *et al.* (2001) los valores más altos de la $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos en foraminíferos bentónicos de los últimos 60 ka se midieron en organismos que vivieron durante el último Máximo Glaciar, como ocurre en Padul: las condiciones más frías y secas que produjeron el desarrollo más importante de herbáceas a costa de árboles de hoja caduca tuvieron lugar en *ca.* 18 ka B.P. (Evento Heinrich 1). Sin embargo, los datos de Abreu *et al.* (2003) y Schönfeld *et al.* (2003) procedentes de sondeos marinos de la costa oeste de la Península Ibérica (más alineada con la “armada de icebergs”), muestran que la oscilación fría más pronunciada es el Younger Dryas. En nuestro caso este episodio marca un cambio drástico en las condiciones climáticas aunque no tan marcadas como en Evento Heinrich 1.

Las condiciones palaoambientales parecen ser más húmedas y templadas entre los Eventos Heinrich 2 y 1 (*ca.* 23-18 ka B.P.), lo que coincide con los datos de palinología de Roucoux *et al.* (2005) de un sondeo marino perforado cerca de la costa de Portugal.

Hay también un evento frío-seco al comienzo del Holoceno (metro 2.5) datado en *ca.* 7.5-8 ka B.P., que también fue observado tanto por Cacho *et al.* (2001) y Pérez-Folgado *et al.* (2003) en sondeos del Mediterráneo oeste mediante alkenonas y asociaciones de foraminíferos planctónicos. También se ha citado por Dansgaard *et al.* (1993) y Grootes *et al.* (1993) en sondeos de hielo de Groenlandia, y Ortiz *et al.* (2006) en las Islas Canarias y en África. Parece que en la cuenca de Padul se manifiesta con cierto retraso ya que los otros registros generalmente lo sitúan en 8.2 ka B.P.

Los datos obtenidos muestran que los rápidos enfriamientos que caracterizan a los Eventos Heinrich y el Younger Dryas produjeron cambios bruscos en la vegetación de la cuenca de Padul, lo que se tradujo en una importante expansión de las herbáceas. La vegetación también respondió rápidamente a las subsiguientes mejoras climáticas con un incremento de la cobertura arbórea.

4.5. COMPARACIÓN DE LAS SECUENCIAS POLÍNICAS DE FLORSCHÜTZ *et al.* (1971) Y PONS Y REILLE (1988)

A continuación se comparará la interpretación geoquímica con las secuencias polínicas de Florschütz *et al.* (1971) y Pons y Reille (1988) obtenidas en esta cuenca (Fig 4.9). Se ha de contar con un cierto desfase observado entre la litología de los sondeos (*cf.* Nestares y Torres, 1997) y, más aún que Pons y Reille (1988) realizaron una crítica del trabajo de Florschütz *et al.* (1971), indicando cierta inconsistencia en la interpretación de su diagrama.

La cuenca de Padul actuó como un sistema integrador de detritus vegetales más o menos macerados arrastrados por la escorrentía superficial procedentes de Sierra Nevada donde es posible reconocer diversos cinturones vegetales (Florschütz *et al.*, 1971) comprendiendo desde las cotas más bajas hacia la cumbre: estepa, *Quercus ilex* (más humedad), *Quercus pubescens* (xeromórfico), *Acantholimon-Tragacanta* (típico del mediterráneo oriental) y estepa de montaña mediterránea. Además de todo, los biomarcadores procedentes de la vegetación de ribera y acuática s.l.

Se observa una buena correlación entre la interpretación paleoclimática derivada del análisis de biomarcadores y la derivada de los diagramas polínicos de Pons y Reille (1988) que solamente cubren los 24.9 m superiores, que comprende el Pleistoceno superior (*ca.* 100 ka B.P.) y el Holoceno. Según su interpretación el último ciclo Glaciar en la cuenca de Padul se caracterizó por condiciones templadas caracterizadas por la existencia de *Quercus* de hoja caduca y otros árboles junto con *Erica arborea* y fluctuaciones climáticas pobremente reflejadas. Además, los porcentajes de *Artemisia* son bajos. Dichos autores definen fases de aridez importante (especialmente dentro de las palinozonas P2k, P2h, y P2i), que sitúan en el estadio isotópico de oxígeno 4, el Older Dryas y el Younger Dryas. Estos tres episodios también se distinguen en nuestros perfiles (Fig. 4.9), correspondiendo los dos primeros con los Eventos Heinrich 6 y 1. De igual forma, nuestros datos indican que durante los últimos *ca.* 100 ka B.P. prevalecieron condiciones templadas y húmedas (Episodio Húmedo 5), aunque se observan más períodos caracterizados por condiciones marcadamente frías y secas, ligadas a los Eventos Heinrich y el Younger Dryas.

Considerando un desfase vertical de unos 5 metros entre los sondeos, existe una buena correlación (Fig. 4.9) entre nuestra secuencia y el diagrama polínico de Florschütz *et al.* (1971), de 70 metros de profundidad, comprendido, de acuerdo con nuestra datación, entre *ca.* 480 ka B.P. y el Holoceno, y no desde el Pleistoceno inferior tal y como sugirieron Menéndez Amor y Florschütz (1964). Tampoco se está totalmente de acuerdo con alguna de sus interpretaciones: las palinozonas G, I, L y N que dichos autores caracterizan por el dominio de plantas esteparias con predominio de condiciones frías-muy frías. De acuerdo a nuestra interpretación de biomarcadores y la comparación con los registros de la cuenca de Guadix-Baza y de Israel, estas palinozonas estarían ligadas a temperaturas cálidas y secas correspondiéndose a nuestros ES 2, 3, 4 y 5.

Según Pons y Reille (1988), la palinozona Q de Florschütz *et al.* (1971) se incluiría en el último período glacial y no en el Eemiense y, por lo tanto, la palinozona N, marcado por la expansión de vegetación esteparia (*Artemisia*), se correlacionaría con nuestro Episodio Seco 5 datado en 120 ka. B.P.

Como se observa en la Fig. 4.9, según nuestra interpretación, la palinozona L y la parte superior de la palinozona K se correlacionan con el Episodio Seco 4, mientras que la parte inferior y media de la palinozona K y la totalidad de la palinozona J se corresponderían con el Episodio Húmedo 3. La palinozona J refleja condiciones húmedas, mientras que la palinozona K se caracteriza por el predominio de plantas esteparias (Florschütz *et al.*, 1971).

Las palinozonas M y H, que reflejan una cierta expansión arbórea en clara correspondencia con los Episodios Húmedos 2 y 4.

La palinozonas X8, X6, X4, X2, V, T reflejan condiciones frías y secas y, aunque estarían incluidas dentro del Episodio Húmedo 5, coinciden con los Eventos de Heinrich diferenciados dentro de este Episodio.

Finalmente, la palinozona Y, que marca el final del último período Glacial se correlaciona con el Episodio Seco 6, así como con el Holoceno.

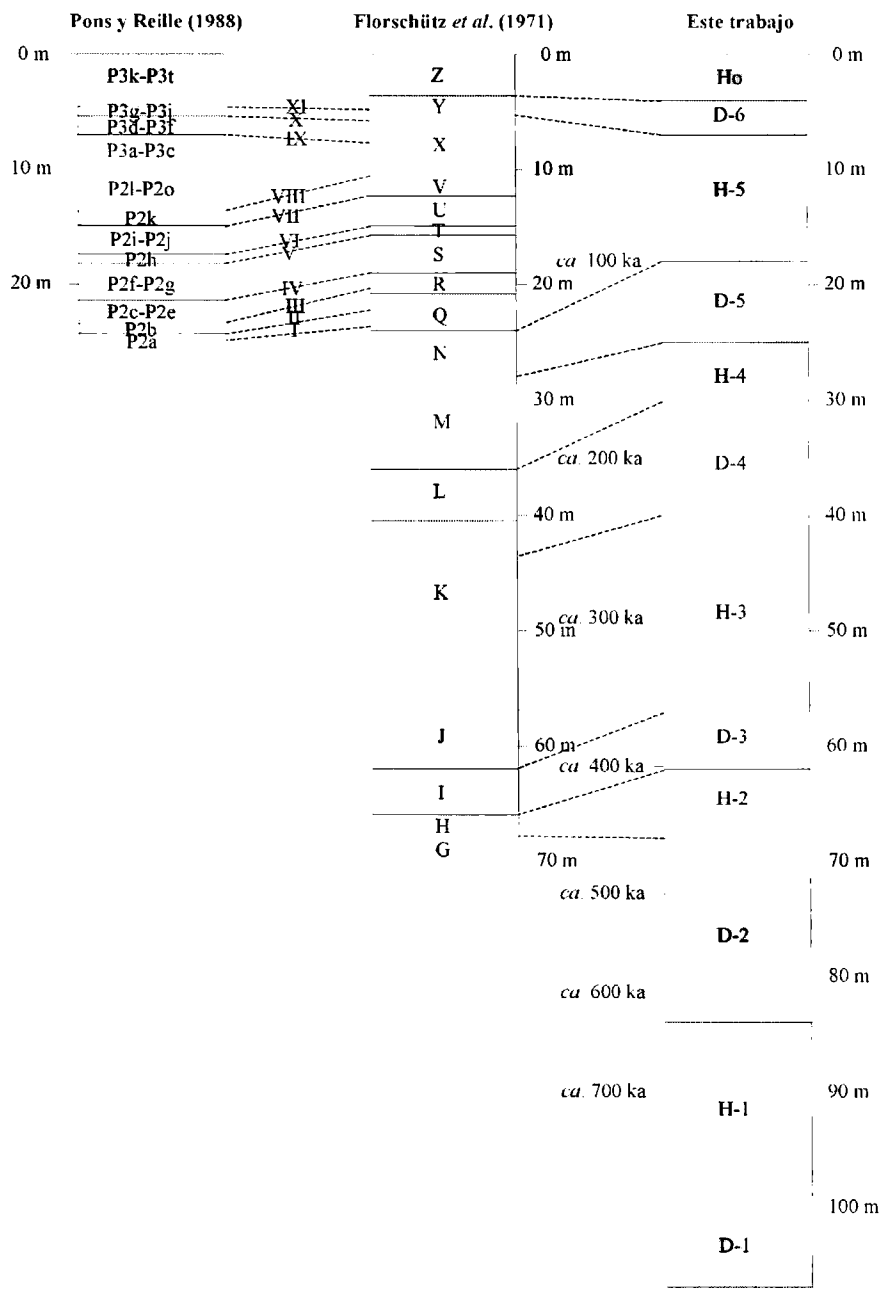


Figura 4.9. Correlación entre los Episodios paleoambientales diferenciados a partir del perfil de los porcentajes relativos de los alcanos de C27, C29, y C31 respecto a la suma total C27 + C29 + C31 y las palinozonas establecidas por Florschütz et al. (1971) y Pons y Reille (1988) en la cuenca de Padul.



Foto 9. Panorámica de la turbera de Padul

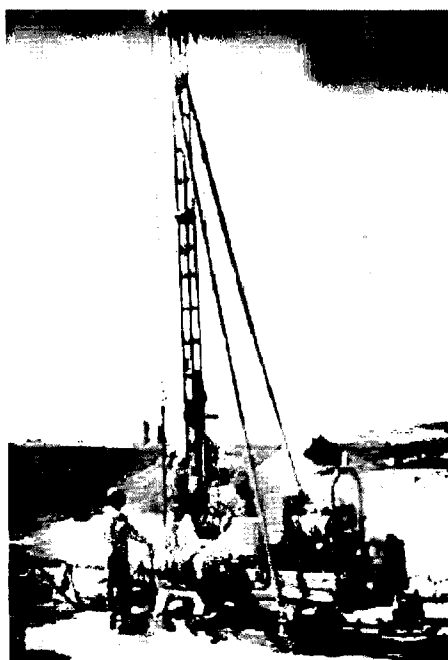


Foto 10. Sondeo perforado en la turbera de Padul en 1997



Foto 11. Detalle de las labores de perforación realizadas en la turbera de Padul.



Foto 12. Detalle de un tramo del testigo del sondeo de Padul.

5. Conclusiones y recomendaciones y líneas de investigación futuras

Cuando en 1991 se comenzó, por parte de la UPM, el análisis de la evolución paleoclimática de la Península Ibérica, no se pensaba en la gran variedad de resultados que se han obtenido hasta la fecha y que, indudablemente, sitúan a la Península Ibérica en un marco evolutivo del clima muy distinto del paradigma que hasta entonces se consideraba: un sistema similar al centro y norte europeo con episodios fríos y secos y cálidos más húmedos.

La comprensión de que Iberia está controlada climáticamente por el entorno mediterráneo en el que se sitúa climáticamente, fue clave para definir modelos de evolución paleoclimática y climática futura.

Por lo tanto, puede afirmarse que ya se han cumplido, con creces, los objetivos iniciales. Además se ha creado un grupo de investigación ambiental que, empleando las técnicas analíticas más modernas, está situado en la excelencia. Este grupo, obviamente, no está compuesto únicamente por los investigadores de la UPM-Minas, son parte fundamental investigadores del CSIC (Zaidín, I. Agrobiología de La Laguna y Jaume Almera), CIEMAT, ULC, USAL etc. Sería una estrategia equivocada que ENRESA no diera los pasos necesarios para mantenerlos con vida, obviamente no con los niveles de actividad pretéritos.

En lo que respecta a desafíos pendientes por parte de la UPM-USAL, resta finalizar la interpretación del estudio de las muestras de polen del sondeo Padul. Aunque el análisis de laboratorio ya se ha terminado, la interpretación del registro polínico, ya iniciada, no resulta ser un asunto sencillo, dada la complejidad bioclimática de la zona (S^a Nevada), las *discordancias* detectados con estudios previos y con los biomarcadores. Incluidos en esta síntesis.

No hay duda de que las habilidades y capacidades desarrolladas por el grupo de investigación, deberían dirigirse ahora al estudio del cambio climático reciente, referido a registros actuales que deberán ser estudiados con alta resolución. Para ello habrá que localizar registros lacustres poco antropizados y realizar sondeos de desmuestra (profundidades métricas), y hacer estudios isotópicos, datación por isótopos cosmogénicos, biomarcadores, microtexturas. No deja de ser un reto interesante.

6. Referencias

6. Referencias

- Anadón, P., De Deckker, P., Juliá, R., 1986. The Pleistocene lake deposits of the NE Baza Basin (Spain): salinity variations and ostracod succession. *Hydrobiologia* 143, 199-208.
- Bada, J.L., Protsch, R., 1973. Racemization reaction of aspartic acid and its use in dating fossil bones. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 74: 1331-1334.
- Bade D.L., Carpenter S.R., Cole J.J., Hanson, P.C., Hesslein, R.H., 2004. Controls of delta C-13-DIC in lakes: Geochemistry, lake metabolism, and morphometry. *Limnol. Oceanogr.* 49, 1160-1172.
- Bernasconi, S.M., Barbieri, A., Simona, M., 1997. Carbon and nitrogen isotope variations in sedimenting organic matter in Lake Lugano. *Limnology and Oceanography* 42, 1755-1765.
- Blumer, M., Guillard, R.R.L., Chase, T., 1971. Hydrocarbons of marine plankton. *Marine Biology* 8, 183-189.
- Bond, G., Heinrich, H., Broecker, W., Labeyrie, L., McManus, J., Andrews, J., Huon, S., Jantschik, R., Clasen, S., Simet, C., Tedesco, K., Klas, M., Bonani, G., Ivy, S., 1992. Evidences for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period. *Nature* 260, 245-249.
- Cacho, I., Grimalt, J.O., Pelejero, C., Canals, M., Sierro, F.J., Flores, J.A., Shackleton, N.J., 1999. Dansgaard-Oeschger and Heinrich event imprints in Alboran Sea paleotemperatures. *Paleoceanography* 14, 698-705.
- Cacho, I., Grimalt, J.O., Sierro, F.J., Shackleton, N., Canals, M., 2000. Evidence for enhanced Mediterranean thermohaline circulation during rapid climatic coolings. *Earth and Planetary Science Letters* 183, 417-429.
- Cacho, I., Grimalt, J.O., Canals, M., Saffi, L., Shackleton, N.J., Schönfeld, J., Zahn, R., 2001. Variability of the western Mediterranean Sea surface temperature during the last 25,000 years in connection with the Northern Hemisphere climatic changes. *Paleoceanography* 16, 40-52.
- Calvache, M.L., Viseras, C., 1997. Long-term control mechanisms of stream piracy processes in southeast Spain. *Earth Surf. Proc. Landf.* 22, 93-105.
- Cande S.C., Kent, D. V., 1995. Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophys. Res.* 100, 6093-6095.
- Cañada, P., 1984. Estudio hidrogeológico preliminar y de drenaje de las explotaciones a cielo abierto de lignito de Arenas del Rey y de turba de Padul. Tesis, Universidad de Granada, 189 pp.
- Carbonnel, G., 1983. Morphométrie et hypersalinité chez *Cyprideis torosa* (Jones) (Ostracoda, Actuel) dans les salines de Santa-Pola (Alicante, Espagne). *Sci. Géol. Bull.* 36(4), 211-219.
- Cayre, O., Lancelot, Y., Vicent, E., Hall, M., 1999. Paleoclimatological reconstructions from planktonic foraminifers off the Iberian margin: temperature, salinity and Heinrich Events. *Paleoceanography* 14, 384-396.
- Cerling, T.E., 1984. The stable isotopic composition of modern soil carbonate and its relationship to climate. *Earth Planet. Sci. Letters* 71, 229-240.

- Coplen, T.B., Winograd, I.J., Landwehr, J.M., Riggs, A.C., 1994. 500,000- year stable carbon isotopic record from Devils Hole, Nevada. *Science* 263, 361-365.
- Cranwell, P.A., 1973. Chain-length distribution of n-alkanes from lake sediments in relation to postglacial environmental change. *Freshwater Biology* 3, 259-265.
- Cranwell, P.A., 1984. Lipid geochemistry of sediments from Upton Broad, a small productive lake. *Organic Geochemistry* 7, 25-37.
- Cranwell, P.A., Eglinton, G., Robinson, N., 1987. Lipids of aquatic organisms as potential contributors to lacustrine sediments-II. *Organic Geochemistry* 11, 513-527.
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjörnsdóttir, A.E., Jouzel, J., Bond, G., 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature* 364, 218-220.
- de Abreu, L., Shackleton, N.J., Schönfeld, J., May, M., Chapman, M.R., 2003. Millennial-scale oceanic climate variability off the Western Iberian margin during the last two glacial periods. *Marine Geology* 196, 1-20.
- de Beaulieu, J.L., Reille, M., 1992. Long Pleistocene sequences from the Velay plateau (Massif Central, France) I. Ribains maar. *Veg. Hist. Archaeobot.* 1, 233-242.
- Delgado, A., Núñez, R., Caballero, E., Jiménez de Cisneros, C., Reyes, E., 1991. Composición isotópica del agua de lluvia en Granada. IV Congreso Geoquímica España 1, 350-358.
- Eglinton, G., Hamilton, R.J., 1963. The distribution of n-alkanes. In Swain, T. (Ed.) *Chemical Plant Taxonomy*. Academic Press. pp. 87-217.
- Eglinton, G., Calvin, M., 1967. Chemical fossils. *Scientific American* 216, 32-43.
- Eglinton, G., Hamilton, R.J., 1967. Leaf epicuticular waxes. *Science* 156, 1322-1335.
- Espie, G.S., Miller, G.A., Kandasamy, R.A., Cavin, D.T., 1991. Active HCO₃⁻ transport in cyanobacteria. *Canadian Journal of Botany* 69, 936-944.
- Ficken, K.J., Barber, K.E., Eglinton, G., 1998a. Lipid biomarker, $\delta^{13}\text{C}$ and plant macrofossil stratigraphy of a Scottish montane peat bog over the last two millennia. *Organic Geochemistry* 28, 217-237.
- Ficken, K. J., Street-Perrott, F.A., Perrott, R.A., Swain, D.L., Olago, D.O., Eglinton, G., 1998b. Glacial/interglacial variations in carbon cycling revealed by molecular and isotope stratigraphy of Lake Nkunga, Mt. Kenya, East Africa. *Organic Geochemistry* 29, 1701-1719.
- Ficken, K. J., Li, B., Swain, D.L., Eglinton, G., 2000. An n-alkane proxy for the sedimentary input of submerged/floating freshwater aquatic macrophytes. *Organic Geochemistry* 31, 745-749.
- Filley, T.R., Freeman, K.H., Bianchi, T.S., Baskaran, M., Colarusso, L.A., Hatcher, P.G., 2001. An isotopic biogeochemical assessment of shifts in organic matter input to Holocene sediments from Mud Lake, Florida. *Organic Geochemistry* 32, 1153-1167.

- Florschütz, F., Menéndez Amor, J., Wijmstra, T.A., 1971. Palynology of a thick Quaternary succession in southern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 10, 233-264.
- Fontes, J.Ch., Edmunds, W.M., 1989. The use of environmental isotope techniques in arid zone hydrology. A critical review. Technical Documents in Hydrology, UNESCO, pp. 1-75.
- Galimov, E.M., 1985. The biological fractionation of isotopes. Academic Press, Orlando.
- Gelpi, E., Scheider, H., Mann, J., Oro, J., 1970. Hydrocarbons of geochemical significance in microscopic algae. *Phytochemistry* 9, 603-612.
- Goericke, J.P., Montoya, J.P., Fry, B., 1994. Physiology of isotopic fractionation in algae and cyanobacteria. In Lajtha, K., Michener, R.H. (Eds) *Stable Isotopes in Ecology and Environmental Science*. Blackwell, Oxford. pp. 187-221.
- Goodfriend, G.A., 1991. Patterns of racemization and epimerization of amino acids in land snail shells over the course of the Holocene. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55, 293-302.
- Goodfriend, G., Mitterer, R.M., 1988. Late Quaternary land snails from the north coast of Jamaica: local extinctions and climatic change. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 63: 293-311.
- Grimalt, J.O., Albaiges, J., 1987. Sources and occurrence of C12-C22 n-alkane distributions with even carbon-number preference in sedimentary environments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 51, 1379-1384.
- Han, J. Calvin, M., 1969. Hydrocarbon distribution of algae and bacteria and microbiological activity in sediments. *Proceedings of the National Academy of Science, USA* 64, 436-443.
- Han, J., McCarthy, E.D., Van Hoveen, W., Calvin, M., Bradley, W.H., 1980. Organic Geochemical studies II: a preliminary report on the distribution of aliphatic hydrocarbons in algae, in bacteria, and in recent lake sediment. *Proceedings of the National Academy of Science, USA* 59, 29-37.
- Harwood, J.L., Russell, N.J., 1984. *Lipids in plants and microbes*. Allen and Unwin, London. 161 p.
- Heinrich, H., 1988. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quaternary Research* 29, 142-152.
- Heip, C., 1976. The life-cycle of *Cyprideis torosa* (Crustacea, Ostracoda). *Oecologia* 24, 229-245.
- Hillaire-Marcel, C., AUCOUR, A.M., Bonnefille, R., RIOLET, G.M., VICENS, A., WILLIAMSON, D., 1989. ^{13}C /palynological evidence of differential residence times of organic carbon prior to its sedimentation in East African rift lakes and peat bogs. *Quaternary Science Reviews* 8, 207-212.
- Hodell, D.A., Schelske, C.L., 1998. Production, sedimentation, and isotopic composition of organic matter in Lake Ontario. *Limnology and Oceanography* 43, 200-214.

- Hodell, D.A., Schelske, C.L., Fahnenstiel, G.L., Robbins, L.L., 1998. Biologically induced calcite and its isotopic composition in Lake Ontario. *Limnology and Oceanography* 43, 187-199.
- Hollander, D.J., McKenzie, J.A., 1991. CO₂ control on carbon-isotope fractionation during aqueous photosynthesis: a paleo-pCO₂ barometer. *Geology* 19, 929-932.
- Horowitz, A., 1987. Subsurface Palynostratigraphy and Paleoclimates of the Quaternary Jordan Rift Valley Fill, Israel. *Israel J. Earth Sci.* 36, 31-44.
- Horowitz, A., 1989. Continuous pollen diagrams from the last 3.5 m.y. from Israel: vegetation, climate and correlation with the oxygen isotope record. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 72 (1-2), 63-78.
- Horowitz, A., 2001. *The Jordan Rift Valley*. Balkema, Amsterdam, 730 pp.
- Huang, Y., Street-Perrott, F.A., Perrott, R.A., Metzger, P., Eglinton, G., 1999. Glacial-interglacial environmental changes inferred from molecular and compound-specific $\delta^{13}\text{C}$ analyses of sediments from Sacred Lake, Mt. Kenya. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63, 1383-1404.
- Kaufman, D.S., 2000. Amino acid racemization in ostracodes. In: Goodfriend, G.A., Collins, M.J., Fogel, M.L., Macko, S.A., Wehmiller, J.F. (Eds.), *Perspectives in Amino Acids and Protein Geochemistry*. Oxford Univ. Press, New York, pp. 145-160.
- Keatings, K.W., Heaton, T.H.E., Holmes, J.A., 2002. Carbon and oxygen isotope fractionation in non-marine ostracods: Results from a 'natural culture' environment, *Geochim. Cosmochim. Acta* 66(10), 101-1711.
- Keely, J.E., Sandsquist, D.R., 1992. Carbon: freshwater plants. *Plant and Cell Environment* 15, 1021-1035.
- Kim, S.T., O'Neil, J.R., 1987. Equilibrium and nonequilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates. *Geochim. Cosmochim. Acta* 61, 3461-3475.
- Laws, E.A., Thompson, P.A., Popp, B.N., Bidigare, R.R., 1998. Sources of inorganic carbon for marine microalgal photosynthesis: a reassessment of $\delta^{13}\text{C}$ data from batch culture studies of *Thalassiosira pseudonana* and *Emiliana huxleyi*. *Limnology and Oceanography* 43(1), 136-142.
- Lehtonen, K., Ketola, M., 1993. Solvent-extractable lipids of Sphagnum, Carex, Bryales, and Carex-Bryales peats: content and compositional features vs. peat humification. *Organic Geochemistry* 15, 275-280.
- Lozano-García, M.S., Ortega-Guerrero, B., Sosa-Nájera, S., 2002. Mid- to late- Wisconsin pollen record of San Felipe Basin, Baja California. *Quat. Res.* 58, 84-92.
- Mees, F., Reyes, E., Keppens, E., 1998. Stable isotope chemistry of gaylussite and nahcolite from the deposits of the crater lake at Malha, northern Sudan. *Chem. Geol.* 146, 87-98.
- Menéndez Amor, J., Florschütz, F., 1962. Un aspect de la végétation en Espagne méridionale durant la dernière glaciation et l'Holocène. *Geologie en Mijnbouw* 41, 131-134.
- Menéndez Amor, J., Florschütz, F., 1964. Results of the preliminary palynological investigation of samples from a 50 m boring in southern Spain. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Geología)* 62, 251-255.

- Meyers, P.A., 2003. Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: a summary of examples from the Laurentian Great Lakes. *Organic Geochemistry* 34, 261-289.
- Mezquita, F., Olmos, V., Oltra, R., 2000. Population ecology of *Cyprideis torosa* (Jones, 1850) in a hypersaline environment of the western mediterranean (Santa Pola, Alacant). *Ophelia* 53(2), 119-130.
- Millán, M.M., Estrela, M. J., Sanz, M.J., Mantilla, E., Martín, M., Pastor, F., Salvador, R., Vallejo, R., Alonso, L., Gangoiti, G., Ilardia, J.L., Navazo, M., Albizuri, A., Artúñano, B., Ciccio, P., Kallos, G., Carvalho, R.A., Andrés, D., Hoff, A., Werhahn, J., Seufert, G., Versino, B., 2005. Climatic Feedbacks and Desertification: The Mediterranean Model. *J. Climate* 18, 6-701.
- Mitterer, R., 1975. Ages and diagenetic temperatures of Pleistocene deposits of Florida based upon isoleucine epimerization. *Earth and Planetary Science Letters* 28, 275-282.
- Mix, A.C., Bard, E., Schneider, R., 2001. Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG). *Quaternary Science Reviews* 20, 627-657.
- Müller, A., Mathesius, U., 1999. The palaeoenvironments of coastal lagoons in the southern Baltic Sea. The application of sedimentary Corg/N ratios as source indicators of organic matter. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 145, 1-16.
- Nestares, T., Torres, T., 1998. Un nuevo sondeo de investigación paleoambiental del Pleistoceno y Holoceno en la turbera de Padul (Granada, Andalucía). *Geogaceta* 23, 99-102.
- O'Leary, M.H., 1981. Carbon isotopic fractionation in plants. *Phytochemistry* 20, 553-567.
- Ogura, K., Machilara, T., Takada, H., 1990. Diagenesis of biomarkers in Biwa lake sediments over 1 million years. *Organic Geochemistry* 16, 805-813.
- Oms, O., Garcés, M., Parés, J.M., Agustí, J., Anadón, P., Juliá, R., 1994. Magnetostratigraphic characterization of a thick Lower Pleistocene lacustrine sequence from the Baza Basin (Betic Chain, Southern Spain). *Phys. Earth Planet. Int.* 85, 173-180.
- Ortiz, J.E., 2000. Evolución Paleoclimática durante el Pleistoceno de la mitad sur de la Península Ibérica mediante el estudio paleontológico y geoquímico de ostrácodos de la cuenca de Cúllar-Baza (Granada, España). Universidad Politécnica de Madrid. Tesis Doctoral, 563 pp, 4 tomos.
- Ortiz, J.E., Torres, T., Delgado, A., Juliá, R., Llamas, F.J., Soler, V., Delgado, J., 2004a. Numerical dating algorithms of amino acid racemization ratios analyzed in continental ostracodes of the Iberian Peninsula (Spain). Application to Guadix-Baza Basin (southern Spain). *Quat. Sci. Rev.* 23(5-6), 717-730.
- Ortiz, J.E., Torres, T., Delgado, A., Juliá, R., Lucini, M., Llamas, F.J., Reyes, E., Soler, V., Valle, M., 2004b. The palaeoenvironmental and palaeohydrological evolution of Padul Peat Bog (Granada, Spain) over one million years, from elemental, isotopic, and molecular organic geochemical proxies. *Org. Geochem.* 35(11-12), 1243-1260.
- Ortiz, J.E., Torres, T., Delgado, A., Reyes, E., Llamas, J.F., Soler, V., Raya, J., 2006. Pleistocene palaeoenvironmental evolution at continental middle latitudes inferred from

- carbon and oxygen stable isotope analysis of ostracodes from the Guadix-Baza Basin (Granada, SE Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*.
- Pailler, D., Bard, E., 2002. High frequency palaeoceanographic changes during the past 140,000 years recorded by the organic matter in sediments off the Iberian Margin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 181, 431-452.
- Pate, J.S., 2001. Carbon Isotope Discrimination and Plant Water-Use Efficiency: Case Scenarios for C3 Plants. In: Unkovich, M., Pate, J., McNeill, A., Gibbs, D.J. (Eds.), *Stable Isotope Techniques in the Study of Biological Processes and Functioning of Ecosystems*. Kluwer Scientific, Dordrecht, pp. 19-36.
- Peña, J.A., 1985. La Depresión de Guadix-Baza. *Est. Geol.* 41, 33-46.
- Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davis J., Delaygue G., Delmotte M., Kotlyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V., Lorius C., Pépin L., Ritz C., Saltzman E., Stievenard M., 1999. Climate and Atmospheric History of the Past 420,000 years from the Vostok Ice Core, Antarctica. *Nature*, 399, 429-436.
- Pérez-Folgado, M., Sierro, F.J., Flores, J.A., Cacho, I., Grimalt, J.O., Zahn, R., Shackleton, N., 2003. Western Mediterranean planktonic foraminifera events and millennial climatic variability during the last 70 kyr. *Marine Micropaleontology* 48, 49-70.
- Planas, M.D., 1973. Composición, ciclo y productividad del fitoplancton del lago de Banyoles. *Oecol. Aquat.* 1, 3-106.
- Pons, A., Reille, M., 1988. The Holocene and upper Pleistocene pollen record from Padul (Granada, Spain): a new study. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 66, 243-263.
- Prahl, F.G., Carpenter, R., 1984. Hydrocarbons in Washington coastal sediments. *Estuarine and Coastal Shelf Science* 18, 703-720.
- Prasad, R.B.N., Güzl, P.G., 1990. Developmental and seasonal variations in the epicuticular waxes of beech leaves (*Fagus sylvatica*). *Zeitschrift für Naturforschung* 45, 805-812.
- Reille, M., de Beaulieu, J.L., 1995. Long Pleistocene pollen records from the Praclaux Crater, South-Central France. *Quaternary Research* 44, 205-215.
- Reille, M., Andrieu, V., de Beaulieu, J.L., Guenet, P., Goeury, C., 1998. A long pollen record from Lac du Bouchet, Massif Central, France : for the period ca. 325-100 ka BP (OIS 9 to OIS 5e). *Quaternary Science Reviews* 17, 1107-1123.
- Reille, M., de Beaulieu, J.L., Svobodova, H., Andrieu-Ponel, V., Goeury, C., 2000. Pollen stratigraphy of the five last climatic cycles in a long continental sequence from Velay (Massif Central, France). *Journal of Quaternary Sciences* 15(7), 665-685.
- Rieley, G., Collier, R.J., Jones, D.M., Eglinton, G. (1991). The biogeochemistry of Ellesmere Lake, U.K.-I: source correlation of leaf wax inputs to the sedimentary record. *Organic Geochemistry* 17, 901-912.
- Rogers, K.L., Larson, E.E., Smith, G., Katzman, D., Smith, G.R., Cerling, T., Wang, Y., Baker, R.G., Lohman, K.C., Repenning, C.A., Patterson, P., Mackie, G., 1992. Plio-

- cene and Pleistocene geologic and climatic evolution in the San Luis Valley of south-central Colorado. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 94, 55-86.
- Roucoux, K.H., Shackleton, N.J., de Abreu, L., Schönfeld, J., Tzedakis, P.C., 2001. Combined marine proxy and pollen analyses reveal rapid vegetation response to North Atlantic millennial-scale climate oscillations. *Quaternary Research* 56, 128-132.
- Roucoux, K.H., de Abreu, L., Shackleton, N.J., Tzedakis, P.C., 2005. The response of NW Iberian vegetation to North Atlantic climate oscillations during the last 65 kyr. *Quaternary Science Reviews* 24, 1637-1653.
- Rozanski, K., Araguas-Araguas, L., Gonfiatini, R., 1993. Isotopic patterns in modern global precipitation. In: Smart, P.K., Lohmann, K.C., McKenzie, J., Savin, S. (Eds.), *Climate change in Continental Isotopic Records*. Geophysical Monograph. Am. Geophys. Union 78, 1-36.
- Sage, R.F., 2004. The evolution of C4 photosynthesis. *New Phytologist* 161, 341-370.
- Sánchez Goñi, M.F., Cacho, I., Turon, J.-L., Guiot, J., Sierro, F.J., Peyrouquet, J.-P., Grimalt, J.O., Shackleton, N.J., 2002. Synchronicity between marine and terrestrial responses to millennial scale climatic variability during the last glacial period in the Mediterranean region. *Climate Dynamics* 19, 95-105.
- Shackleton, N.J., 1995. New data on the evolution of Pliocene climatic variability. In: Vrba, E.S., Denton, G.H., Partidge, T.C., Burckle, L.H. (Eds.), *Palaeoclimate and Evolution with Emphasis on Human Origins*. Yale University Press, New Haven, pp. 242-248.
- Schwalb, A., Burns, S.B., Kelts, K., 1999. Holocene environments from stable isotope stratigraphy of ostracods and authigenic carbonate in Chilean Altiplano Lakes. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 148, 153-168.
- Schwark, L., Zink, K., Lechterbeck, J., 2002. Reconstruction of postglacial to early Holocene vegetation history in terrestrial Central Europe via cuticular lipid biomarkers and pollen records from lake sediments. *Geology* 30(5), 463-466.
- Sharkey, T.D., Berry, J.A., 1985. Carbon isotope fractionation of algae as influenced by an inducible CO₂ concentrating mechanism: In Lucas, W.J., Berry, J.A., (Eds.) *Inorganic Carbon Uptake by Aquatic Photosynthetic Organisms*. American Society of Plant Physiology. pp. 389-401.
- Silliman, J.E., Meyers, P.A., Bourbonniere, R.A., 1996. Record of postglacial organic matter delivery and burial in sediments of Lake Ontario. *Organic Geochemistry* 24, 463-472.
- Smith, G.I., Bischoff, J.L., 1997. An 800,000-year Paleoclimatic record from Core OL-92, Owens Lake, Southeast California. *Geol. Soc. Am., Spec. paper* 317, 165 pp.
- Spiro, B., Gibson P.J., Shaw, H.F., 1993. Eogenetic siderites in lacustrine oil shales from Queensland, Australia, a stable isotope study. *Chem. Geol.* 106, 415-427.
- Street-Perrott, F.A., 1994. Palaeoperspectives-changes in terrestrial ecosystems. *Ambio* (Special IGBP issue) 23, 37-43.
- Talbot, M.R., 1990. A review of the palaeohydrological interpretation of carbon and oxygen isotopic ratios in primary lacustrine carbonates. *Chem. Geol.* 80, 261-279.

- Talbot, M.R., Livingstone, D.A., 1989. Hydrogen index and carbon isotopes of lacustrine organic matter as lake level indicators. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 70, 121-137.
- Talbot, M.R., Johannessen, T., 1992. A high resolution palaeoclimatic record for the last 27,500 years in tropical West Africa from the carbon and nitrogen isotopic composition of lacustrine organic matter. *Earth and Planetary Science Letters* 110, 23-37.
- Teeri, J.A., Stowe, L.G., 1976. Climatic patterns and the distribution of C4 grasses in North America. *Oecologia* 23, 1-12.
- Tenzer, G.E., Meyers, P.A., Robbins, J.A., Eadie, B.J., Morehead, N.R., Lansing, M.B., 1999. Sedimentary organic matter record of recent environmental changes in the St. Marys River ecosystem, Michigan-Ontario border 30(2/3), 133-146.
- Thieme, H., 1999. Jagd auf wildpferde vor 400,000 jahren. Fundplätze aus der zeit des ursmenschen (*Homo erectus*) im Tagebau Schöningen, Landkreis Helmstedt. In: Boetzkes, M., Schweitzer, I., Vespermann, J. (Eds.) *EisZeit*. Stuttgart, pp. 122-136.
- Tieszen, L.L., Senyimba, M.M., Imbamba, S.K., Troughton, J.H., 1979. The distribution of C3 and C4 grasses and carbon isotope discrimination along an altitudinal and moisture gradient in Kenya. *Oecologia* 37, 337-350.
- Torres T. Canoira L. Cobo R. García P. García Cortés A. Juliá R. Llamas J. Hoyos M. Meyer V., 1994. Aminoestratigrafía y aminozonación de los travertinos fluviales de Priego (Cuenca, España Central). *Geogaceta* 17:102-105.
- Torres, T. Cobo, R. Canoira, L. García Cortés, A. Grün, R. Hoyos, M. Juliá, R. Llamas, J. Mansilla, H. Quintero, I. Soler V., Valle, M. Coello, F.J. García-Alonso, P. Guerrero, P. Nestares, T. Rodríguez-Alto, Baretino, D., 1995. Reconstrucción paleoclimática desde el Pleistoceno medio a partir de análisis geocronológicos e isotópicos de travertinos españoles". Area B: Travertinos fluviales de Priego (Cuenca). ENRESA, informe técnico.
- Torres T. Llamas J. Canoira L. García-Alonso P. García-Cortés A., Mansilla H., 1997. Amino acid chronology of the Lower Pleistocene deposits of Venta Micena (Orce, Granada, Andalusia, Spain). *Organic Geochemistry* 26, 85-97.
- Torres, T. Llamas, J., Canoira, L., Coello, F.J., García-Alonso, P., Ortiz, J.E., 2000. Aminostratigraphy of two Pleistocene marine sequences from the Mediterranean Coast of Spain: Cabo de Huertas (Alicante) and Garrucha (Almería). In Goodfriend, G.A., Collins, M.J., Fogel, M.L., Macko, S.A., Wehmiller, J.F. (Eds.) *Perspectives in Amino Acids and Protein Geochemistry*. Oxford University Press, New York. pp. 263-278.
- Torres, T., Ortiz, J.E., Alcalde, C., Badal, E., Castroviejo, R., Cobo, R., Chacón, E., Delgado A., Demoustier, A., Fernández-Gianotti, J., Figueiral, I., García-Amorena, I., García-Martínez, M.J., Llamas, J.F., Juliá, R., Postigo, J.M., Rubiales, J.M., Reyes, E., Sepherd, T., Soler, V., Valle, M., 2003a. Evolución paleoambiental de la mitad sur de la Península Ibérica. Aplicación a la evaluación del comportamiento de los repositorios de residuos radiactivos. ENRESA, publicación técnica 4/03, Madrid, 173 pp.
- Torres, T., Ortiz, J.E., Soler, V., Reyes, E., Delgado, A., Valle, M., Cobo, R., Juliá, R., Badal, E., García de la Morena, M.A., García-Martínez, M.J., Fernández-Gianotti, J., Calvo, J.P., Cortés, A., 2003b. Pleistocene lacustrine basin of the east domain of Gua-

- dix-Baza basin (Granada, Spain): sedimentology, chronostratigraphy and palaeoenvironment. In: Valero-Garcés, B. (Ed.), *Limnogeología en España: un tributo a Kerry Kelts*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid, pp. 151-185.
- Tyson, R.V., 1995. *Sedimentary Organic Matter: Organic Facies and Palynofacies*. Chapman and Hall, London.
- Tzedakis, C., 1994. Vegetation change through glacial-interglacial cycles: a long pollen sequence perspective. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London B* 345: 403-432.
- Urban, B., 1997. Grundzüge der eiszeitlichen Klima-und-Vegetations-geschichte in Mitteleuropa. In: Wagner, G.A., Beinhauer, K.W., (Eds.), *Homo heidelbergensis von Mauer-Das Auftreten des menschen in Europa*. HVA Heidelberg, pp. 241-263.
- Valero-Garcés, B.L., González-Samériz, P., Degado-Huertas, A., Navas, A., Machín, J., Kelts, K., 2000. Lateglacial and Late Holocene environmental and vegetational change in Salada Mediana, central Ebro Basin, Spain. *Quat. Int.* 73/74, 29-46.
- Valero-Garcés, B.L., Zeroual, E., Kelts, K., 1998. Arid phases in the western Mediterranean region during the Last Glacial Cycle reconstructed from lacustrine records. In: Benito, G., Baker V.R., Gragory, K.J. (Eds.), *Paleohydrology and Environmental Change*. Wiley, London, pp 67-80.
- Valero-Garcés, B.L., González-Samériz, P., Degado-Huertas, A., Navas, A., Machín, J., Kelts, K., 2000. Lateglacial and Late Holocene environmental and vegetational change in Salada Mediana, central Ebro Basin, Spain. *Quat. Int.* 73/74, 29-46.
- Valle, M., Rivas, M.R., Lucini, M., Ortiz, J.E., Torres, T., (2003). Interpretación paleoecológica y paleoclimática del tramo superior de la turbera de Padul (Granada, España) a partir de datos palinológicos. *Pollen*.
- Vera, J.A., 1970. Estudio estratigráfico de la Depresión de Guadix-Baza. *Boletín del Instituto Geominero de España* 81, 429-462.
- Viseras, C., Fernández, J., 1992. Sedimentary basin destruction inferred from the evolution of drainage systems in the Betic Cordillera, southern Spain. *J. Geol. Soc., London* 149, 1021-1029.
- Viso, A.C., Pesando, D., Bernard, P., Marty, J.C., 1993. Lipids components of the Mediterranean seagrass *Posidonea Oceanica*. *Phytochemistry* 34, 381-387.
- von Grafenstein, U., Erlenkeuser, H., Müller, J., Kleinmann-Eisenmann, A., 1992. Oxygen Isotope Records of Benthic Ostracods in Bavarian Lake Sediments. Reconstruction of Late and Post Glacial Air Temperatures. *Naturwissenschaften* 79, 145-152.
- von Grafenstein, U., Erlenkeuser, H., Trimborn, P., 1999. Oxygen and carbon isotopes in modern fresh-water ostracod valves: assessing vital offsets and autecological effects of interest for palaeoclimate studies. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 148, 133-152.
- Wansard G., De Deckker P., Juliá R., 1998. Variability in ostracod partition coefficients D(Sr) and D(Mg) Implications for lacustrine palaeoenvironmental reconstructions. *Chem. Geol.* 146, 39-54.

- Whittaker, A., Cope, J.W.C., Cowie, J.W., Gibbons, W., Hailwood, E., House, M.R., Jenkins, G.D., Rawson, P.F., Rushton, A.W.A., Smith, D.G., Thomas, A.T., Wimbledon, W.A., 1991. A guide to stratigraphical procedure. *J. Geol. Soc., London* 148, 813-824.
- Winograd, I.J., Coplen T.B., Landwehr, J.M., Riggs, A.C., Ludwig, K.R., Szabo, B.J., Kolesar, P.T., Revesz, K.M., 1992, Continuous 500,000-year climate record from vein calcite in Devils Hole, Nevada. *Science* 258, 255-260.
- Zahn, R., 1997. North Atlantic thermohaline circulation during the last glacial period: evidence for coupling between meltwater events and convective instability in sediment cores from the southern Portuguese margin. *GEOMAR Report* 63, 1-133.

ANEXO

ANEXO

GIS-E.T.S.I. MINAS

Paralelamente a la realización de este proyecto, se ha generado una base de datos SIG con la información gráfica y georreferenciada referente tanto a las zonas tratadas en este informe como a otras que han sido estudiadas por el equipo de trabajo, coordinado por el Dpto. de Ingeniería Geológica de la ETSIMM (UPM).

A continuación se muestra la estructura de la información para cada una de las zonas estudiadas

ÍNDICE		
Indice	sbx	Archivos de los polígonos para poder abrir los mxd
Indice	shp	
Indice	shx	
Indice	dbf	
Indice	sbn	
mapaESP	jpg	Archivos de Arcmap
mapaESP	rrd	
mapaESP	aux	
mapaESP	jgw	

TERRAZAS TRAVERTÍNICAS DE PRIEGO (CUENCA)

Información	Siglas	Extensión	Contenido
Secciones estratigráficas	PR-1	jpg	Priego-1
	PR-2	jpg	Priego-2
	PR-3	jpg	Priego-3
	PR-4	jpg	Priego-4
	PR-5	jpg	Priego-5
	PR-6	jpg	Priego-6
	PR-7	jpg	Priego-7
	PR-8	jpg	Priego-8
	PR-10	jpg	Priego-10
	PR-11	jpg	Priego-11
	PR-12	jpg	Priego-12
	PR-13	jpg	Priego-13
	PR-42	jpg	Priego-42
	PR-46	jpg	Priego-46
	PR-56	jpg	Priego-56
	PR-57	jpg	Priego-57
	PR-58	jpg	Priego-58
	59PR-	jpg	Priego-59
	PR-60	jpg	Priego-60
	PR-66	jpg	Priego-66
	PR-68	jpg	Priego-68
	PR-69	jpg	Priego-69
	PR-70	jpg	Priego-70
Datos	isotopia	html	Isotopia
	dataciones	html	Dataciones
	dpriego	pps	Presentación de diapositivas
	fpriego	pps	Presentación de fotografías
Varios			
priego		jpg	Archivos arcmap
priego		rrd	
priego		aux	
priego		jgw	
datos		mdb	Coordenadas y links de los cortes geológicos
fotos		mdb	Links fotografías
puntos		mdb	Links tablas y gráficos
CCOR		xis	Coordenadas cortes geológicos

TERRAZAS TRAVERTÍNICAS DE RÍO BLANCO (SORIA)

Información	Siglas	Extensión	Contenido
Secciones estratigráficas	RB1	jpg	Rio Blanco1
	RB3	jpg	Rio Blanco3
	RB4	jpg	Rio Blanco4
	RB5	jpg	Rio Blanco5
	RB6	jpg	Rio Blanco6
	RB7	jpg	Rio Blanco7
	RB12	jpg	Rio Blanco12
	RB13	jpg	Rio Blanco13
Datos	data	html	Dataciones
	iso	html	Isotópia
	drb	pps	Presentación de diapositivas
	frb	pps	Presentación de fotografías
Varios	RioBlanco	corel	
	RioBlanco	jpg	
rectifyrioblanco		jpg	Archivos arcmap
rectifyrioblanco		rrd	
rectifyrioblanco		aux	
rectifyrioblanco		jgw	
datos		mdb	Links fotografías
fotos		mdb	Links tablas y gráficos
puntos		mdb	Coordenadas cortes geológicos
COOR		xis	

TERRAZAS TRAVERTÍNICAS DE LOS RÍOS HENARES Y DULCE (GUADALAJARA)

Información	Siglas	Extensión	Contenido
Secciones estratigráficas	DR1.1		Rio Dulce1.1
	DR2.1		Rio Dulce2.1
	DR2.1V		Rio Dulce2.1v
	DR3.1		Rio Dulce3.1
	DR4.1		Rio Dulce4.1
	DR4.2		Rio Dulce4.2
	HR1.1		Rio Henares1.1
	HR2.2		Rio Henares2.2
	HR3.1		Rio Henares3.1
	HR4.2		Rio Henares4.2
	HR5.1		Rio Henares5.1
	MH1.1		Moratilla de Henares1.1
datos	dal	html	Dataciones
	henares	pps	Presentación de diapositivas
varios	HyD	corel	
HyD		jpg	Archivos arcmap
hyd		rrd	
hyd		aux	
hyd		jgw	
datos		mdb	Coordenadas y links de los cortes geológicos
fotos		mdb	Links fotografías
puntos		mdb	Links tablas y gráficos
COORD		xls	Coordenadas cortes geológicos

TERRAZAS TRAVERTÍNICAS DE CIFUENTES (GUADALAJARA)

Información	Siglas	Extensión	Contenido
Secciones estratigráficas	CR1.	jpg	Cifuentes1.1
	CR1.	jpg	Cifuentes1.2
	CR1.	jpg	Cifuentes1.3
	CR1.	jpg	Cifuentes1.5
	CR1.	jpg	Cifuentes1.6
	CR1.	jpg	Cifuentes1.7
	CR1.	jpg	Cifuentes1.8
	CR1.	jpg	Cifuentes1.9
	CR1.	jpg	Cifuentes1.10
	CR2.	jpg	Cifuentes2.2
	CR2.	jpg	Cifuentes2.3
	RR1.1	jpg	RR1.1
	RR2.1	jpg	RR2.1
	RR2.2	jpg	RR2.2
	TAR2.1	jpg	Tajo2.1
	TAR2.2	jpg	Tajo2.2
	TAR2.3	jpg	Tajo2.3S
Datos	data	html	Dataciones
	fcifu	pps	Presentación fotografías
Varios	Cifuentes	corel	
	Cifuentes	jpg	
cifuentes		jpg	Archivos arcmap
cifuentes		rrd	
cifuentes		aux	
cifuentes		jgw	
datos		mdb	Coordenadas y links de los cortes geológicos
fotos		mdb	Links fotografías
puntos		mdb	Links tablas y gráficos
COOR		xis	Coordenadas cortes geológicos

CUENCA DE GUADIX-BAZA (GRANADA)

Información	Siglas	Extensión	Contenido
Secciones estratigráficas	ben1	jpg	Benamaurel
	bue1	jpg	Buenavista
	can1	jpg	Cañada
	cbo1	jpg	Cullar-Baza oeste
	cbs	jpg	Corte de Baza
	Cbyacimiento	jpg	Cullar-Baza yacimiento
	ccnor1	jpg	Norte de orce
	ccnu1	jpg	Carretera Nueva
	cctb2	jpg	Cortes de Baza
	cgal	jpg	Cementerio de Galera
	cne1	jpg	Cortijo del negro
	coo1	jpg	Oeste de orze
	crc1	jpg	Rio Castril
	ctar1	jpg	Cañada Taruina 1
	ctar2	jpg	Cañada Taruina 2
	cva1	jpg	Vista alegre 2
	cvir1	jpg	Entre Orze y carretera nueva
	cvm1	jpg	Venta Micena 1
	cvm2	jpg	Venta Micena 2
	cvm3	jpg	Venta Micena 3
	cvm4	jpg	Venta Micena 4
	cvm5	jpg	Venta Micena 5
	cvm6	jpg	Venta Micena 6
	cvm7	jpg	Venta Micena 7
	cyg1	jpg	Yacimiento de Galera
	elcu1	jpg	El cura
	erb1	jpg	Este río Baza
	FA1	jpg	Fuente amarga 2
	GOF1	jpg	Gorafe
	hin	jpg	La hiojora

Secciones estratigráficas	lan1	jpg	Laneros
	leo1	jpg	Barranco León
	imq1	jpg	Loma del quemado
	ORB1	jpg	Oeste río Baza
	pas1	jpg	Cotijo del pastor
	ptr1	jpg	Potrojo
	rbz1	jpg	Rio Baza
	sal1	jpg	Torre del salar
	sc1	jpg	Santa Catalina
	scc	jpg	San Clemente
	sil1	jpg	Silex 1
	sil2	jpg	Silex 2
	vms	jpg	VMS
	yes	jpg	Yeseras
Datos	CCNU	pps	Presentación de fotografías
	CCTB2	pps	
	CMUR	pps	
	CNE	pps	
	CNOR	pps	
	CRC	pps	
	diapos	pps	
	ELCU	pps	
	FA2	pps	
	NCCTB2	pps	
	SCC	pps	
	yaci	pps	
	ostrac	pps	
	CDH	pps	Correlación Devil's Hole
	SC	pps	Correlación de secciones
	CR	pps	Cronología

Datos	CSDO	jpg	Curva suavizada oxígeno 18
	CSM	jpg	Correlación sondeos marinos
	CTD	jpg	Correlación Taylor Dome
	CV	jpg	Correlación Vostok
	CHB	jpg	Correlación Hula Basin
	DO	jpg	Delta oxígeno 18
	DOC	jpg	Delta oxígeno 18, carbono 13
	ES	jpg	Edad de sedimentación
	FAC	jpg	Facies
	ETO	HTML	Elementos traza y ostrácodos
	ISO	HTML	Isotopia
Varios	cullarbaza	corel	
cullarbaza		jpg	Archivos arcmap
cullarbaza		rrd	
cullarbaza		aux	
cullarbaza		jgw	
datos		mdb	Coordenadas y links de los cortes geológicos
fotos		mdb	Links fotografías
puntos		mdb	Links tablas y gráficos
COOR		xis	Coordenadas cortes geológicos

TURBERA DE PADUL

Información	Siglas	Extensión	Contenido	
Estratigrafía del sondeo	PAD	jpg	Litología y cronología del sondeo	
datos	Alcanos2	html	Alcanos2	
	Alcanos2_archivos			
	alcoholes	html	Alcoholes	
	alcoholes_archivos			
	alcohol	html	Alcohol	
	alcohol_archivos			
	Cetonas	html	Cetonas	
	Cetonas_archivos			
	acidos	html	ácidos	
	acidos_archivos			
	CHN4	html	CHN4	
	CP	jpg	Correlación con palinología de Flörschutz et al (1971) y Pons y Reille (1988)	
	DC13	jpg	Delta carbono 13-C/N	
	LG	jpg	Logs (%toc, h/c, delta C13, C/N...)	
	PAC	jpg	Porcentaje alcanos C27, C29 y C31 (últimos 30ka. B.P.)	
	PAG	jpg	Porcentaje alcanos C27, C29 y C31	
	PAS	jpg	Porcentaje alcanos C27, C29 y C31 (curvas suavizadas)	
	TS	jpg	Tasa de sedimentación	
	dpadul	pps	Presentación de diapositivas	
varios				
	mapa	corel		
padul		jpg		Archivos arcmap
padul		rrd		
padul		aux		
padul		jgw		
datos		mdb		Coordenadas y links de los cortes geológicos
fotos		mdb		Links fotografías
puntos		Mdb		Coordenadas cortes geológicos

TERRAZAS MARINAS DEL LITORAL MEDITERRÁNEO

Información	Siglas	Extensión	Contenido
Secciones estratigráficas	agromarinas	Jpg	agromarinas
	alantudsuperior	Jpg	alantudsuperior
	ALB1-1	Jpg	Albufera1
	ALB1-2	Jpg	Albufera2
	BGR4	Jpg	Barranco grande
	BHR	Jpg	BHR
	elsolanillobasal_sin_fauna	Jpg	El solanillo basal
	FAR1-1	Jpg	Faro1
	FAR1-5	Jpg	Faro5
	FAR-C	Jpg	Far-C
	GA5-1	Jpg	Garrucha1
	GA5-2	Jpg	Garrucha2
	GA10	Jpg	Garrucha10
	GA11	Jpg	Garrucha11
	GA11-2(o1)	Jpg	Garrucha11(o1)
	GA12	Jpg	Garrucha12
	GA13	Jpg	Garrucha13
	GA14-1	Jpg	Garrucha14

Secciones estratigráficas	GA15	Jpg	Garrucha15
	GA16	Jpg	Garrucha16
	garrucha_paseo	Jpg	Garrucha paseo
	GE3	Jpg	Cuesta colorada
	gurulla	Jpg	Gurrulla
	LMR	Jpg	La Marina
	NAVASA	Jpg	Navasa
	nuevatabarca	Jpg	Nueva Tabarca
	puntadelsabinar_gravera	jpg	Puente del sabinar
	RM1	jpg	Roquetas de mar 3
	RM2	jpg	Roquetas de mar 3
	RM3	jpg	Roquetas de mar 3
	RM4	jpg	Roquetas de mar 1
	RM5	jpg	Roquetas de mar 4
	RM6	jpg	Roquetas de mar 5
	RM7	jpg	Roquetas de mar 7
	RM8	jpg	Roquetas de mar 10
	RM9	jpg	Avenida del sabinar
	RM10	jpg	Salinas viejas
	SLN1-3	jpg	Solanillo 1-3
	SOL1-1-3	jpg	Solanillo 1-1-3
	SOL1-1-4	jpg	Solanillo 1-1-4
	SOL1-1-5	jpg	Solanillo 1-1-5
datos	sfh	jpg	Sección del faro de Huertas
	Ami	jpg	Aminozonas
	ace	jpg	Algoritmos de cálculo de edad
	costas1	pps	Presentación de diapositivas 1
	costas2	pps	Presentación de diapositivas 2
varios	costas3	pps	Presentación de fotografías
	costas	xls	Racionización

varios	AGUILAS1	jpg	
	aguilas-sorbas	jpg	
	aguilas-sorbasR	jpg	
	ALICANTE1	jpg	
	alicante.torrevieja	jpg	
	CABO DE SANTA POLA1	jpg	
	CUARDAMAR DEL SEGURA1	jpg	
	ELCHE1	jpg	
	GARRUCHA1	jpg	
	JAVEA1	jpg	
	ROQUETAS DE MAR1	jpg	
	SORBAS1	jpg	
	TORREVIEJA	corel	
	aguilas-sorbas	corel	
	alicante.torrevieja		
aguilas-sorbasr		jpg	ArchivoAs arcmap
aguilas-sorbasr		rrd	
aguilas-sorbasr		aux	
aguilas-sorbasr		jgw	
alicante-torrevieja		jpg	
alicante-torrevieja		rrd	
alicante-torrevieja		aux	
alicante-torrevieja		jgw	
javea1		jpg	
javea1		rrd	
javea1		aux	
javea1		jgw	
roquetas de mar1		jpg	
roquetas de mar1		rrd	
roquetas de mar1		aux	
roquetas de mar1		jgw	
datos		mdb	Coordenadas y links de los cortes geológicos
fotos		mdb	Links fotografías
puntos		mdb	Links tablas y gráficos
COORD		xls	Coordenadas cortes geológicos

DEPÓSITOS EÓLICOS DE CANARIAS

Información	Siglas	Extensión	Contenido
Secciones estratigráficas	AML	Jpg	Montaña lobos
	FAC	Jpg	Degollada de agua cabras
	FAG	Jpg	Atalaya grande
	Fecal	Jpg	Barranco de la cal
	FBcruz	Jpg	Barranco de la cruz
	FBE	Jpg	Barranco de los encantados
	FBP	Jpg	Barranco del pecenesal
	FCM	Jpg	Cantera Melián
	FCO	Jpg	Corralejo
	FEQ	Jpg	El quemado
	FHC	Jpg	Hueso del caballo
	FJV	Jpg	Jable de vigocho
	FMA	Jpg	Montaña azufrá
	FMC	Jpg	Montaña de la costilla
	FPC	Jpg	Playa de cofete
	FPN	jpg	Pozo negro
	GCS	jpg	Caleta del sebo
	GLC	jpg	La cocina
	GMN	jpg	Morros negros
	LMA	jpg	Mala
	LTA	jpg	Tao
	LLA	jpg	Lomo de san Andrés
	MCG	jpg	Caleta de Guzmán
varios	mapacanarias	corel	
	mapacanarias	jpg	
	canarias	corel	
mapacanarias		jpg	Archivos arcmap
mapacanarias		rrd	
mapacanarias		aux	
mapacanarias		jgw	
datos		mdb	Coordenadas y links de los cortes geológicos
COOR		xls	Coordenadas cortes geológicos

LAGO DE BAÑOLAS (GERONA)

Información	Siglas	Extensión	Contenido
Secciones estratigráficas	BY3	Jpg	Bañolas3
	BY3-2	Jpg	Bañolas3-2
	BY4	Jpg	Bañolas4
	BY5	Jpg	Bañolas5
	BY6	Jpg	Bañolas6
	BY7	Jpg	Bañolas7
	BY7-2	Jpg	Bañolas7-2
	BY8	Jpg	Bañolas8
	BY9	Jpg	Bañolas9
	BY10	Jpg	Bañolas10
Datos	banolas	Pps	presentación de diapositivas
Varios			
banolas		Jpg	Archivos arcmap
banolas		Rrd	
banolas		Jgw	
banolas		Aux	
Datos		Mdb	Coordenadas y links de los cortes geológicos
Fotos		Mdb	Links fotografías
COOR		Xls	Coordenadas cortes geológicos

VILLAMANRIQUE (HUELVA)

Información	Siglas	Extensión	Contenido
Estratigrafía del sondeo	corte	Jpg	Litología y cronología del sondeo
datos	croma	Jpg	Cromatograma
	l1	Jpg	Log1
	l2	Jpg	Log2
	l3	Jpg	Log3
	l4	Jpg	Log4
	ts	Jpg	Tasa de sedimentación
varios	villamanrique	corel	
rvillamanrique		jpg	Archivos arcmap
rvillamanrique		rrd	
rvillamanrique		aux	
rvillamanrique		jgw	
datos		mdb	Coordenadas y links de los cortes geológicos
puntos		mdb	Links tablas y gráficos
COORD		xls	Coordenadas cortes geológicos

TÍTULOS PUBLICADOS

- 01-2006 Estudio de la composición química del agua subterránea de El Cabril hasta el año 2003.
- 02-2006 ENRESA 2003. Evaluación del comportamiento y de la seguridad de un almacén geológico profundo de residuos radiactivos en arcilla.
- 03-2006 ENRESA 2000. Evaluación del comportamiento y de la seguridad de un almacenamiento de combustible gastado en una formación granítica. 1ª Parte.
- 04-2006 ENRESA 2000. Evaluación del comportamiento y de la seguridad de un almacenamiento de combustible gastado en una formación granítica. 2ª Parte.
- 01-2007 Propuesta metodológica para evaluar el impacto económico del desmantelamiento de la Central Nuclear de Zorita (Guadalajara). Informe final
- 02-2007 Desarrollos en magmoléculas. Informe final
- 03-2007 Fito-rehabilitación de suelos contaminados por radionucleidos. Informe final
- 04-2007 La protección de los espacios naturales en España
- 05-2007 Síntesis del Estado del Conocimiento del Sistema Biosfera en el Programa de Alta Actividad. Volumen 3.0. Desarrollo y Cálculo de Modelos de Evolución Ambiental (Sistemas de Flujo/Transporte e Interacción Biosfera-Geosfera-Biosfera)
- 06-2007 Síntesis de tecnologías de caracterización de medios cristalinos. 1. Metodologías para la caracterización geológica y geofísica de medios cristalinos
- 07-2007 Síntesis de tecnologías de caracterización de medios cristalinos. 2. Caracterización hidrogeológica
- 08-2007 Síntesis de tecnologías de caracterización de medios cristalinos. 3. Metodologías para la caracterización hidrogeoquímica